

**Mikrofaziell-multivariate Analysen syn- und postsedimentärer
Mechanismen: Tidale und subtidale Mikroenvironments und ihre
Diagenese am Beispiel einer rhäto-liassischen Karbonatplattform
(Brunnstein, Nördliche Kalkalpen)**

Michael Schott

*Diss
München
1984*

Mikrofaziell-multivariate Analysen syn- und postsedimentärer
Mechanismen: Tidale und subtidale Mikroenvironments und ihre
Diagenese am Beispiel einer rhäto-liassischen Karbonatplatt-
form (Brünstein, Nördliche Kalkalpen)

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften der
Ludwig-Maximilians Universität München

vorgelegt von
Michael Schott

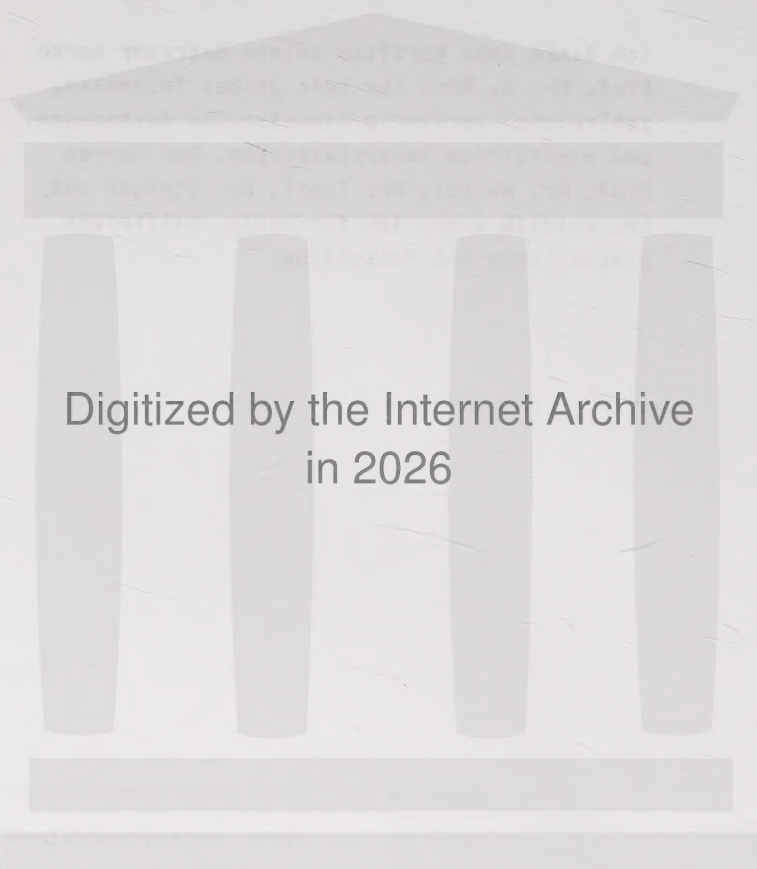
aus
München

1984

1. Berichterstatter: Prof. Dr. D. Herm
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Hagn
3. Berichterstatter: Privatdoz. Dr. F. Fürsich

Tag der mündlichen Prüfung: 26. 6. 1984

Ich danke sehr herzlich meinem Betreuer Herrn Prof. Dr. D. Herm für sein großes Interesse, zahlreiche, wertvolle Hinweise und Anregungen und vielfältige Unterstützungen. Den Herren Prof. Dr. Happel, Dr. Immel, Dr. Steiger und Dr. Weidich danke ich für viele, hilfreiche Diskussionen und Ratschläge.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554004_0027

ZUSAMMENFASSUNG

Die untersuchte, rhäto-liassische Karbonatplattform durchläuft drei Entwicklungsstadien: Tidales Milieu (Mikrofaziesbereiche A 1 - A 19), subtidales Milieu mit Riffbildungen (Mikrofaziesbereiche B 1 - B 20) und Schwellen- und Beckenbildungen der zerbrechenden Plattform (Mikrofaziesbereiche C 1 - C 5).

Die tidale Fazies läßt sich mikrofaziell in fünf Subenvirments gliedern, die mit denen rezenter, tidaler Plattformen korreliert werden können (Levees, Gezeitenflächen, Gezeitentümpel, Kanäle und ihre Deltas, sowie Sturmflutflächen).

Das subtidale Stadium zeichnet sich durch Riffbildungen im Süden und Norden aus. In den hochenergetischen, riffnahen Bereichen bilden sich komponentengestützte, feinkörnige Karbonatsande (grainstones) einer Bahamit-Grapestone-Fazies und Oolithe. Die niederenergetischen Zwischenzonen zeigen eine reiche Fauna und hohe Matrixanteile (Biogendritus-Fazies - wackestones).

Die Schwellenfazies belegt geringe Sedimentationsraten, eintönige Komponentenspektren und Knollenbildungen in Rotkalken.

Die fröhdiagenetische Entwicklung im tidalen und subtidalen Milieu ist besonders durch mikrobielle Aktivitäten geprägt, die Mikritisierungen und frühe krypto- und mikrokristalline Zementbildungen steuern. Fröhdiagenetische, aciculare Zemente scheinen an kryptokristalline Vorstufen gebunden. Den tidalen Bereich, im hypersalinen Milieu, kennzeichnet eine rasche Sedimentkonsolidierung und vollständige Lösung aragonitischer Biogene, ohne Strukturhaltung. Das subtidale Milieu steht im Einfluß einer aktiv marin-phreatischen Zone mit hohem Porenwasseraustausch. Die hochenergetischen Gebiete zeichnen sich durch intensive Mikritisierungen, isopache A-Zementsäume und frühe Aragonitlösungen,

die mitunter schon vor Abschluß der A-Zementbildung einsetzen, aus. In den niederenergetischen Bereichen treten Mikritisierungen zurück, A-Zemente sind selten, die Aragonitlösung setzt meist nach, mitunter auch schon während der Sedimentkonsolidierung ein.

In den Oolithen erscheinen im Stadium der frühen Sedimentkonsolidierung submarine Meniskuszemente. Diese bilden sich aus Mikritsuspensionen des interstitiellen Porenwassers, die sich besonders in Komponentenzwickeln über A-Zementsäumen anlagern.

In der stagnierenden, marin-phreatischen Zone der Lias-Schwellenfazies ist eine späte Sedimentverfestigung angezeigt. Die Lösung aragonitischer Biogene setzt schon früher ein. Intensive Bioturbation findet statt. Eine mögliche Erklärung der Knollenentstehung kann über radiäre Gradientenbildungen der Ionendiffusion zwischen Sediment und Grabgängen gegeben werden.

Clusteranalytische Gruppierungsverfahren bieten die Möglichkeit zur Quantifizierung und Objektivierung der Fazieskorrelationen. Zur Darstellung der Mikrofaziesbereiche eignet sich besonders das graphentheoretische Verfahren des Minimalbaums. Komponentengruppierungen nach der "weighted-pair group"-Methode beschreiben oft sehr gut die mikrofaziell ermittelten Faziesbereiche, werden mitunter jedoch von hohen Verteilungswerten in einzelnen Bereichen überprägt. Statistisch unabhängige, separat erscheinende Komponenten beinhalten meist auch die Tendenz gesteinsbildend aufzutreten.

INHALT

Zusammenfassung

1	<u>Einleitung</u>	1
2	<u>Geologischer Rahmen</u>	3
3	<u>Stratigraphie, Lithologie</u>	4
3.1	Rhät	4
3.2	Lias	5
4	<u>Mikrofazies</u>	7
4.1	Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät Mikrofaziesbereiche A 1 - A 10	7
4.2	Oberrhätische Riffkalke Mikrofaziesbereiche B 1 - B 9	20
4.3	Lias-Schwellenfazies Mikrofaziesbereiche C 1 - C 5	37
5	<u>Foraminiferen</u>	43
5.1	Beschreibung und Assoziationen	44
5.2	Foraminiferenverteilung	52
5.3	Ergebnisse	60
6	<u>Sedimentation</u>	64
6.1	Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät	64
6.2	Oberrhätische Riffkalke	72
6.3	Lias-Schwellenfazies	76
7	<u>Diagenese</u>	78
7.1	Tidale Fazies	78
7.1.1	Supratidale Algenmatten	80
7.1.2	Intertidale Pelsparite	81
7.1.3	Gezeitentümpel	82
7.1.4	Gezeitenkanäle und subtidale Plattform	83
7.1.5	Gezeitendeltas	84
7.1.6	Coquinas / Tempestite	86

7.2	Subtidale Fazies	88
7.2.1	Biolithit-Fazies	89
7.2.2	Bahamit-Grapestone-Fazies	90
7.2.3	Oolith-Fazies	92
7.2.4	Biogendetritus-Fazies	94
7.3	Schwellenfazies	97
7.3.1	Rote Knollenkalke, Adneter Kalke	97
7.3.2	Bunte Cephalopodenkalke	99
7.3.3	Hierlatzkalke	99
8	<u>Clusteranalyse</u>	101
8.1	Untersuchungsziel	101
8.2	Verfahren	101
8.3	Interpretation	106
	<u>Literatur</u>	119
	<u>Tafeln</u>	134
	<u>Anhang</u>	158

1 EINLEITUNG

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt östlich von Oberaudorf, zwischen Brunnstein und Auerbach (Topographische Karte TK 50, Blatt L 8338 Oberaudorf). Der Bereich wurde von HASEMANN (1929), SCHMIESSEK (1981) und SCHOTT (1981) kartiert und geologisch bearbeitet. Für den östlichen Teil wurde eine mikrofazielle Analyse der rhäto-liassischen Serien bereits erstellt (SCHOTT 1983). Die vorliegende Arbeit bringt eine detaillierte mikrofazielle Analyse des westlich anschließenden Gebietes, die - zur besseren Vergleichbarkeit - in Methodik und Darstellung der vorangegangenen Arbeit entspricht (ges. 137 Schliffe).

Zur mikrofaziellen Typisierung der Karbonate werden die Nomenklaturen nach FOLK (1959, 1962) und DUNHAM (1962), sowie die in FLÜGEL (1978, 1982a) zusammengestellten Untersuchungsmethoden verwendet. Die aufgestellten Mikrofaziesbereiche (MFB) werden mit den Standardmikrofaziestypen von WILSON (1975) und den Fazieszonen bei FLÜGEL (1972), KUSS (1983) und SCHOTT (1983) verglichen. Die Methode und Interpretation der Foraminiferenverteilung baut u.a. auf den Arbeiten von HOHENEGGER & LOBITZER (1971), HOHENEGGER & PILLER (1975b) und SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1978) auf.

Der Gesamtbereich der ca. 50 km² großen Plattform wird für den Zeitraum des Rhät und Lias in den einzelnen Stadien (Tidal-, Subtidal- und Schwellen-Fazies) seiner sedimentären und paläoökologischen Entwicklung dargestellt.

Die Mikrofaziesbereiche des tidalen Milieus werden mit entsprechenden Subenvironments rezenter Karbonatplattformen (Bahamas, Persischer Golf, Shark Bay) korreliert.

Die Analysen zur Diagenese zeigen die Mechanismen der frühdiagenetischen Entwicklung, ihre zeitliche Folge und Wechselwirkung auf. Die Grundlage dazu liefern die Arbeiten von FOLK (1965), LOGAN (1974), BATHURST (1975), FOCHTBAUER & MÖLLER (1977), TRUDINGER & SWAINE (1979), BERNER (1980), LONGMAN (1980) und FLÜGEL (1982a).

Die aufgestellten Mikrofaziesbereiche und ihre sedimentären Parameter werden für die jeweiligen Entwicklungsstadien der Plattform über verschiedene clusteranalytische Modelle gruppiert und die Ergebnisse im Dendrogramm bzw. Minimalbaum dargestellt.

Das Mikrofazieskapitel bildet den zentralen Informationsteil der qualitativen und quantitativen Dünnschliffanalysen. Die Kapitel "Foraminiferen", "Sedimentation" und "Diagenese" beinhalten die Interpretationen, Mechanismen und Modelle der Plattformentwicklung. Die Clusteranalyse arbeitet die quantitativen Parameter der Mikrofaziesanalyse auf und kann, in Rückkoppelung mit den vorangegangenen Kapiteln, zur Überprüfung und Objektivierung der Fazieskorrelationen verwendet werden.

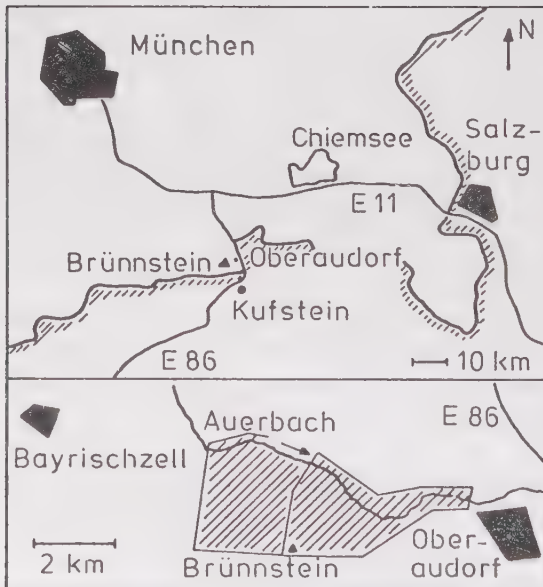


Abb. 1: Geographische Lage des Brunnstein-Auerbach-Gebietes

2 GEOLOGISCHER RAHMEN

Das Brunnstein-Auerbach-Gebiet gehört großtektonisch zur Lechtaldecke. Es liegt innerhalb dieser im Bereich des Bayerischen Synklinoriums und umfaßt einen südlichen und mittleren Ausschnitt seiner Mulden- und Sattelbildungen mit den Brunnstein-, Oberaudorfer-, und Fuchsstein-/ Auerberg-Mulden (HASEMANN 1929, SCHOTT 1983). Den nördlichen Anschluß bildet die Fahrenbergmulde. Hauptdolomit- und Plattenkalkfazies der Trausnitz-Antiklinale sind südlich des Brunnstein aufgeschlossen.

Im Arbeitsgebiet bilden die Kössener Schichten des Rhät das Liegende. Darüber folgen dunkle, bituminöse Bankkalke (SCHOTT 1983), über denen die Oberrhätischen Riffkalke ausgebildet sind.

Die Lias-Schwellenfazies ist mit Bunten Cephalopodenkalken, Adneter Kalken, der Rotwandfazies (OSSWALD 1928) und Kieselkalken ("Kirchsteinkalk", TOLLMANN 1976a) vertreten. Letztere vermitteln schon zur Beckenfazies im Norden. Diese wird durch die Allgäuschichten (JACOBESHAGEN 1965) bestimmt.

Den Dogger bilden braune Spatkalke vom Typ des Laubensteinkalkes (TRAUTH 1922), der von radiolarienreichen Kieselkalken des Malm ("Ruhpoldinger Radiolarit", TRAUTH 1950) überlagert wird. Diese gehen in bunte, radiolarienführende Karbonate über, denen graue Aptychenschichten ("Ammergauer Schichten", SCHAFFHAÜTEL 1849, TOLLMANN 1976a) folgen, die bis in das Neokom reichen ("Schrambachschichten", TOLLMANN 1976a).

Zur tektonischen Beschreibung und Analyse finden sich Angaben in HASEMANN (1929), TOLLMANN (1976b), SCHMIESSEK (1981) und SCHOTT (1981, 1983).

3 STRATIGRAPHIE, LITHOLOGIE

3.1 Rhät

Kössener Schichten

Die kalkig-mergeligen Sedimente des unteren/mittleren Rhät sind im Arbeitsgebiet stark tektonisch beansprucht und reduziert. Sie sind nur an einigen Stellen als Unterlage tektonischer Gleithorizonte zu finden. So im Liegenden der Brunnsteinmulde oberhalb der Straße Buchau-Längau Alm und im östlichen Seitental des Baummoosbaches, jeweils unter mächtigen Abfolgen der dunklen, bituminösen Bankkalke.

Sie sind als Kalk-Mergel-Wechselfolge ausgebildet, wobei meist nur mehr die schwarzen bis dunkelgrauen, tonreichen und fossilarmen (Ostracoden, Lageniden) Mergel erscheinen. Die Ausbildung der Kössener Schichten zwischen Wendelsteingebiet und Thierseemulde gilt als geringmächtig bzw. stark tektonisch überprägt (HASEMANN 1929, FABRICIUS 1966, WOLFF 1968).

Ihre stratigraphische Stellung wird mit unterem bis mittlerem Rhät angegeben (OSSWALD 1925, FABRICIUS 1966, WOLFF 1968). Ihr Bildungsraum liegt in schlecht durchlüfteten Stillwasserbereichen eines Flachmeeres (NAGEL et al. 1976).

Dunkle, bituminöse Bankkalke

Sie bilden eine rein karbonatische Abfolge mit dunkelbraunen, stark bituminösen, zum Teil dolomitisierten Kalken, die im Dezimeter- bis Meter-Bereich gebankt sind. Ihre Mächtigkeit erreicht 80-100 Meter. Sedimentstrukturen sind mitunter als Laminierungen und Schillanreicherungen makroskopisch erkennbar.

Ihre Stellung zwischen Kössener Schichten und den Oberrhätischen Riffkalken läßt sie zeitlich in das mittlere bis obere Rhät einordnen.

Sie entstehen auf einer sehr flachen, tidalen, intraozeanischen Karbonatplattform, ohne terrigenen Einfluß.

In ihren Faziesausbildungen können Korrelationen zu Plattenkalen (CZURDA & NICKLAS 1970), wie zu Kössener Kalen (KUSS 1983) gezogen werden. Lokale Rekurrenzen zu Mergelbildungen in Intraplattform-Senken können partiell im Hangenden der Serie erscheinen.

Oberrhätische Riffkalke

Sie bestehen aus hellen, rein karbonatischen, gebankten bis massigen Kalen. Die massige Abfolge charakterisiert die Biolithitfazies der organogenen Gerüststrukturen (Brünstein-Gipfel) mit *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH) als Hauptriffbildner. Die, im dm-Bereich, gebankte Fazies läßt biogendetritische und ooidische Merkmale erkennen. Die Komponenten erreichen jedoch selten cm-Größe.

Die Mächtigkeiten liegen zwischen 40-100 Metern. Die höchsten Werte sind im Bereich der Brünsteinmulde zu finden.

Die stratigraphische Abgrenzung zum Lias ist durch das Aussetzen von *Triasina hantkeni* MAJZON, die in etwas dunkleren, gebankten, mikritischen Kalen des obersten Rhät häufig vertreten ist, gut möglich.

Der Bildungsbereich liegt auf einer flach-subtidalen Karbonatplattform, die stark durch Riffbildungen im Süden und Norden beeinflusst ist.

3.2 Lias

Bunte Cephalopodenkalke / Graue Lias-Basis

Sie bilden mitunter den liegenden Anteil der Lias-Schwellen-

fazies. Es sind graue oder braune bis gelblich-rote, mikritische bis feinspätige, ebenflächig gebankte (10-50 cm), geringmächtige (4-6 m) Kalke.

Der ein Meter mächtige Graue Lias-Basiskalk, der lithologisch noch dem Oberrhätalkalk ähnelt, kann ausgehalten werden. FABRICIUS (1966) stellt ihn in Korrelation mit den Angaben von HAHN (1911) und ULRICH (1960) in das untere Hettangium.

Adneter Kalke

Die geringmächtigen (1-4 m), roten, gelblich-roten bis grünlich-roten Knollenkalke bilden meist das Liegende der Lias-Schwellenfazies, bzw. erscheinen über den Bunten Cephalopodenkalken. Sie sind nur undeutlich gebankt und zeigen eine knollige Oberfläche.

Ihr Alter umfaßt, je nach Ablagerungsraum, den unteren bis mittleren Lias. Am längsten dauert ihre Entwicklung im südlichsten Bereich der Schwellenfazies.

Ihr Bildungsmilieu ist gekennzeichnet durch Ruhigwasserbedingungen mit geringer Sedimentationsrate und zeitweiligen Karbonatlösungsphasen (Subsolution nach HOLLMANN 1962, 1964).

Hierlatzkalke

Die geringmächtigen (1-3 m) Abfolgen der roten, rötlich-gelben, teilweise auch grauen, gebankten (dm-Bereich) Echinodermenspatkalke sind unregelmäßig verteilt und verzahnen sich meist eng mit den Adneter Kalken.

Sie erscheinen auch, in grauer Varietät, in der Beckenfazies, im Liegenden der Allgäuschichten.

Ihre zeitliche Verbreitung, wie auch ihre Bildungsregion, entspricht weitgehend den Adneter Kalken.

4 MIKROFAZIES

4.1 Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät

Die Mikrofaziesbereiche, die in SCHOTT (1983) aufgestellt wurden (MFB 1-9 = A 11 - A 19, Abb. 4), können hier um zehn erweitert werden (MFB A 1 - A 10, Abb. 2, 3). Diese lassen im einzelnen gewisse Korrelationen zu den früher beschriebenen zu, kennzeichnen jedoch überwiegend eigene Subenvironments. Es werden so alle wesentlichen Bildungsmilieus, ihre faziellen Erscheinungsbilder und Übergänge einer intertidalen bis flach subtidalen Plattform erfaßt, wodurch eine detaillierte Rekonstruktion des Großraumes ermöglicht wird (s. Kap. 6.1).

Mikrofaziesbereich A 1

Biomikrit / bioclastic packstone -- Taf. 1/1-2

In mikritischer Grundmasse (40-60 Vol.%) liegen, unterschiedlich dicht gepackt, Schalenbruchstücke (1-4 mm, 35-40 Vol.%) glattschaliger Bivalven. Ihre primäre, aragonitische Struktur ist vollständig umkristallisiert und durch granulare Blockzemente (100-700 μm) ersetzt. Einige primäre Kalzitschalen zeigen noch Strukturhaltung. Ein undeutlich lagiges bis unregelmäßiges Gefüge herrscht vor, Schirmeffekte sind selten. Feine Mikritsäume um einige Schalenbruchstücke sind zu erkennen.

Der übrige Komponentenbestand teilt sich, mit jeweils 1-4 Vol.%, auf Pelloide (40-100 μm), Ooide, Gastropoden, Ostracoden, Echinodermenbruchstücke, fecal pellets (*Parafavreina thoronetensis* BRÜNNIMANN, CARON & ZANINETTI) und Foraminiferen (37 Individuen/9 cm²) mit *Glomospira* sp., *Glomospirella vulgaris* HÖ, *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Frondicularia* sp., *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp.

Die Involutinen sind relativ klein (um 400 μm), ihr Umriß ist erhalten, Mikritfüllungen der Kammerlumina fehlen meist und erreichen maximal die zwei äußeren Windungen des Deutero-loculus. Die Zuordnung des MFB A 1 zur "Diagenetischen Involutinenzone A" (SCHOTT 1983) ist eindeutig.

Die mikrofazielle Korrelation mit dem SMF-Typ 12 bei WILSON (1975), der einen bioklastischen Packstone mit Organismenanhäufungen beschreibt, liegt nahe. Der Ablagerungsraum befindet sich jedoch nicht im Hang- bzw. Schelfrandbereich (Fazieszone 6), sondern in lokalen Senken der inneren, intertidalen bis flach subtidalen Plattform, angezeigt durch die Nachbarschaft bis enge Verzahnung mit den MF-Bereichen A 7 bis A 10. Der MF-Bereich A 1 entspricht der Fazieszone I/4 der Kössener Schichten bei KUSS (1983), jedoch mit einer höheren Foraminiferendiversität.

Die Anreicherung des Schalenmaterials in homogenen Bankfolgen der Mikrite und Algenlaminite läßt eine Interpretation der Entstehung durch kurzzeitige, episodische Events zu. Der MF-Bereich A 1 wird hier als Schill-Tempestit (im Sinne von AIGNER 1979, 1982) eines tidalen Ablagerungsraumes gedeutet.

Mikrofaziesbereich A 2

Biomikrit / bioclastic packstone
ohne Foraminiferen -- Taf. 1/3-6

Die dicht gepackten, relativ großen (2 mm bis 1 cm) Schalenbruchstücke (40-50 Vol.%) liegen in mikritischer Grundmasse (30-40 Vol.%). Eine deutliche Sortierung, lagig-schichtparallele Anordnung und häufige Schirmeffekte sind angezeigt. Glattschalige, vollständig rekristallisierte Bivalvenschalen und skulptierte Kalzitschaler, mit gewisser Strukturhaltung, erfuhren eine sekundäre Sortierung und Anreicherung.

Fe-imprägnierte Einfach- und Normalooide (8 Vol.%) mit 1-3 Hüllen, einige Gastropoden (5 Vol.%) und Ostracoden (2 Vol.%) ergänzen den allgemein eintönigen Komponentenbestand.

Die Zementation der Schirmporosität (ca. 10 Vol.%) erfolgte über einige, relativ langfaserige (bis 50 μm), radial-fibröse A-Zemente, überwiegend mit äquigranularen (um 200 μm Kristalle) B-Zementen.

Auch hier handelt es sich, wie beim MFB A 1, um Schill-Tempestite, die während eines Sturmereignisses aufgearbeitet, sortiert und in geschützten Bereichen der Plattform, sekundär angereichert, zusammen mit Fe-inkrustierten Ooiden sedimentiert wurden. Der Tempestitcharakter wird hier zudem durch das schichtparallele, dicht gepackte Gefüge belegt.

Mikrofaziesbereich A 3

Biopelmikrit / wackestone
partiell dolomitisiert -- Taf. 3/1

Dicht gepackte, kleine (20-50 μm), strukturlose Schlammkornaggregate, deren Grenzen diffus in die mikritische Matrix (gesamt 69 Vol.%) übergehen, bestimmen die Grundmasse, die oft mikrosparitisch rekristallisiert, partiell auch dolomitisiert vorliegt.

Unregelmäßig verteilt findet man darin einige große (bis 8 mm), zerbrochene Kalzitschalen (12 Vol.%), die randlich in kleine Kalzitkristalleinheiten zerfallen sind. Foraminiferen sind selten (3 Individuen/9 cm^2) mit Glomospira/Glomospirella und Agathammina, Ostracoden häufiger (3-5 Vol.%).

Bioturbation ist angezeigt. Stylolithisierungen erreichen mitunter einen hohen Grad (stylobedding).

Der MF-Bereich A 3 zeigt einen Ruhigwasserbereich lagunärer Schlammablagerungen eines restriktiven Milieus an, in den zeitweilig bioklastisches Material einer höherenergetischen Umgebung geliefert wurde.

Mikrofaziesbereich A 4

Biomikrosparit bis Biosparit / packstone
mit Schalenbruchstücken und Ooiden -- Taf. 2

Der größte Teil der Grundmasse wird durch äquigranulare Kristalle der Größe 10-40 μm bestimmt (Mikrosparit, 30-40 Vol.%), die aus rekristallisierter mikritischer Matrix, sowie aus neomorph überprägten Spariten (degrading neomorphism) hervorgegangen sind. Eine genaue Abgrenzung ist meist nicht möglich.

Auffallend sind sehr breite A-Zementsäume (70-130 μm), die mitunter den ganzen Interpartikelraum schließen. Besonders ausgeprägt sind sie um Ostracoden und primär aragonitische Bivalvenschalen, sie umschließen auch strukturlose Pelioide und einige Ooide. Wenig deutlich sind sie um primär kalzitische Bivalven- bzw. Brachiopodenschalen.

Die verbliebenen Resthohlräume, sowie die Lösungshohlräume (moldic porosity) sind mit granularen (um 150 μm Kristalle), geradlinig begrenzten B-Zementen gefüllt, die besonders in umkristallisierten Ooiden monokristallin, d.h. als Einkristall, ausgebildet sind, sonst oligokristallin, d.h. mit wenigen (2-5) Einzelkristallen pro Hohlraum.

Der Komponentenbestand setzt sich zusammen aus Peloiden (5-10 Vol.%, 100-200 μm), Intraklasten (5 Vol.%, 200-500 μm), Ooiden (12-15 Vol.%, 400-800 μm), Aggregatkörnern (8 Vol.%, 1-2 mm) als Grapestones und Lumps, aragonitischen (rekristallisiert) und kalzitischen Schalenbruchstücken (15-30 Vol.%, Bivalven, Brachiopoden), ganzschalig erhaltenen, leicht verdrückten Ostracoden (3 Vol.%) und wenigen Foraminiferen (1-15 Individuen/9 cm^2) mit *Glomospira kuthani* (SALAJ), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., die hier ungewöhnlich große (um 500 μm) Formen bilden und als zusätzliche Besonderheit meist intern rekristallisiert sind.

Die Ooide sind als Einfach- und Normalooide, selten als Mehrfachooide ausgebildet, meist intern (Kern) wie auch randlich (Hülle) umkristallisiert, oft mit reliktschen Einschlüssen, die noch primäre Strukturen erkennen lassen.

Das Korngrößenspektrum der Komponenten umfaßt 100-700 μm -7 mm, die Sortierung ist mäßig.

Eine intensive Mikritisierung, mit 15-30 μm Säumen, um fast alle Komponenten, sowie um einige A-Zemente (2-3 μm), ist charakteristisch.

Partiell starke Stylolithisierungen mit unregelmäßigen, oft dicken (um 70 μm) Residualmikriten belegen spätdiagenetische Umlösungsvorgänge. Schon die Frühdiagenese zeigt für diesen Bereich eine hohe Lösungsintensität an, die mit einer verstärkten Rate der chemischen Aragonitfällung gekoppelt ist.

Die gute bis sehr gute Rundung der Komponenten und ihre oft nur zerbrochene Erhaltung lassen einen Transport im hochenergetischen Milieu erkennen. Die eintönige Zusammensetzung aus Schalenbruchstücken, Ooiden und Foraminiferen der Gattung *Glomospira*/*Glomospirella* belegen zudem eine Sortierung und Anreicherung des Materials durch Strömungstransporte in zeitweilig ruhigere Areale.

Das sehr unregelmäßige, chaotische Gefüge zeigt, im Gegensatz zu den Lumachellkalken der Tempestite, eine Überlagerung von mehreren, wohl längerfristigen, höherenergetischen Beeinflussungen des Ablagerungsraumes, die keine sedimentären Anlagerungsgefüge mehr zulassen, sowie matrixfreie Interpartikelräume schaffen.

Die intensive Mikritisierung der Komponenten weist auf eine relativ lange synd sedimentäre Verweildauer der Partikel, die durch mehrfache Umlagerungen bedingt sein kann. Ein hohes frühdiagenetisches Potential einer aktiven, marin-phreatischen Zone mit intensivem Porenwasseraustausch ist angezeigt (s. Kap. 7.1.5).

Mikrofaziesbereich A 5

Biomikrit / wackestone
mit Echinodermenbruchstücken,
partiell dolomitisiert -- Taf. 3/2,4

Den Hauptkomponentenanteil stellen Echinodermensiebplatten und -stacheln (15-20 Vol.%, 200 μm - 2 mm). Ihre randliche Disintegration in kleine (50-200 μm) Einzelelemente, die verstreut in der mikritischen bis mikrosparitischen (15-70 μm Kristalle) Grundmasse (40-60 Vol.%) liegen, ist unterschiedlich weit fortgeschritten.

Reliktisch, in der weitgehend umkristallisierten, oft dolomitisierten Matrix, findet man unregelmäßige Schlammkornaggregate als Peloide und Intraklasten (50-300 μm , 5-15 Vol.%). Einige umkrustete, wie auch mikritisierte Bioklasten kommen vor (Onkoide, Rindenkörner, 2-5 Vol.%). Schalenbruchstücke punktater Brachiopoden (5-15 Vol.%) mit fibröser Kalzitstruktur, einige Gastropoden, Ostracoden und Frondicularien ergänzen den schlecht sortierten Komponentenbestand, dessen Korngrößenspektrum im Bereich 70-400 μm - 4 mm liegt.

Orthosparite sind nur in den wenigen intragranularen Porenräumen ausgebildet, mit unvollständigen A-Zementsäumen (um 30 μm) und kleinkristallinen B-Zementen (50-300 μm Kristalle). Syntaxiale Rimzemente sind selten. Bioturbationsgefüge, wie auch eine späte Stylolithisierung sind angezeigt.

Das Überwiegen von abgerundeten, zum Teil mikritisierten Echinodermen- und Schalenbruchstücken, sowie die geringdiverse Foraminiferenfauna belegen einen restriktiven Ruhigwasserbereich, in den nach Strömungssortierung Komponenten einer höherenergetischen Umgebung transportiert wurden (texturelle Inversion).

Der MF-Bereich A 5 kann dem SMF-Typ 10 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975) zugeordnet werden. Eine Entsprechung findet sich in den Ablagerungsmilieus der MF-Bereiche A 19 (SCHOTT 1983) und A 3.

Mikrofaziesbereich A 6

Biomikrit / wackestone -- Taf. 3/3

Ausgezeichnet durch einen hohen mikritischen bis mikrosparitischen (5-30 μm Kristalle) Matrixanteil (70-85 Vol.%), enthält der MF-Bereich A 6 nur wenige, stark zerkleinerte, meist vollständig umkristallisierte Bioklasten (10-18 Vol.%, 100-500 μm).

Dies sind relativ gleichkörnige, oft angelöste Echinodermenbruchstücke (um 200 μm , 2-3 Vol.%), einige Filamente (2-5 Vol.%), Gastropoden, ganzschalige Ostracoden (3 Vol.%) mit internen, unregelmäßigen A-Zementsäumen und feingranularem Blockzement, sowie Foraminiferen (1-10 Individuen/9 cm^2) der Gattungen Glomospira/Glomospirella, Trochammina, Agathammina und Frondicularia.

Der Mikrit verdichtet sich vielfach zu strukturlosen Schlammkornaggregaten, die nur diffuse Grenzziehungen zulassen und Anzeichen zur Bildung echter Krümelgefüge (clotted pattern) erkennen lassen.

Dichteunterschiede der Matrix, Kryptoalgengefüge, sowie Fenstergefüge verursachen mitunter ein laminoides Erscheinungsbild. Die Fenster (birdseyes) der Typen LF-A (niedrig-detritisch, laminoid) bis LF-B-I (unregelmäßig) enthalten granulare Blockzemente (300-600 μm Kristalle) als Hohlraumfüllungen.

Intragranulare, feinkristalline (um 30 μm) A-Zemente und feingranulare B-Zemente füllen die wenigen Lösungsporen der primär aragonitischen Bioklasten.

Der MF-Bereich A 6 entspricht dem SMF-Typ 19 der Fazieszone 8 bei WILSON (1975), die stark abgeschnürte Buchten einer flachen Plattform anzeigt. Ein restriktives Milieu wird zudem durch die geringdiverse Fauna angezeigt.

Mikrofaziesbereich A 7

Laminierter Biopelmikrit / wackestone
mit Anreicherungen von
Textularien und Involutinen -- Taf. 3/5-8

Peloiden (28 Vol.%, 40-150 μm) liegen unterschiedlich dicht gepackt in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse (41 Vol.%).

Die Laminierung ist angezeigt durch Einregelung, Sortierung und Dichteunterschiede der Komponenten, deren biogener Anteil aus Filamenten (8 Vol.%), Gastropoden, Ostracoden, Mikroproblematica mit *Thaumatoporella* sp. und aus Foraminiferen besteht.

Die Sortierung der Komponenten ist gut, ihr Korngrößenspektrum liegt im Bereich von 40-400 μm - 2 mm.

Die Foraminiferen erreichen mit bis zu 161 Individuen/9 cm² die höchsten Individuendichten der dunklen, bituminösen Bankalke. Es kommen jedoch nur Arten der Textulariina und Involutinina vor, die partienweise angereichert und schichtparallel eingeregelt auftreten, mit *Glomospira sinensis* HO, *Glomospira* sp., *Glomospirella parallela* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella* sp. (bis 700 μm), *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Agathammina* sp., uniserialen Sandschalern, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus* sp.

Die Involutinen (300-500 μm) zeigen keine Füllung der Kammertumina mit Mikrit, ihre Umrißhaltung ist gut, wenig oder nicht verdrückt. Sie sind vollständig rekristallisiert, überwiegend monokristallin, auch oligokristallin (200-400 μm Kristalle), einige Formen zeigen noch Strukturelikte. Eine Zuordnung zur "Diagenetischen Involutinenzone A" (nach SCHOTT 1983) ist gegeben.

A-Zemente (um 20 μm , wenig deutlich ausgeprägt) finden sich nur innerhalb der Thaumatoporellen. B-Zemente sind je nach Hohl-

raumvorgabe der Lösungsporosität klein- bis grobgranular (100-500 μm). Sie zeigen meist gerade Kristallgrenzen.

Die lagenweise, schichtparallele Anreicherung von Foraminiferen und Mikroproblematika in einem sonst überwiegend pelmikritischen Hintergrund wird als allochthone Sedimentablagerung eines kurzfristigen Ereignisses (Event) gedeutet.

Die Foraminiferen-Tempestite dieses Mikrofaziesbereichs zeigen einen scharfen, erosiven Kontakt zum liegenden Biopelmikrit, der in Ruhigwasserzonen geschützter Gezeitenflächen der Fazieszone 8 (WILSON 1975) abgelagert wurde.

Mikrofaziesbereich A 8

Mikrit / mudstone

Die Mikritmatrix (90-100 Vol.%) liegt oft, nach neomorphen Vorgängen der Kristallvergrößerung, als Mikrosparit (7-30 μm Kristalle) vor. Einige Mikritanteile sind zu peloidischen Strukturen aggregiert. Dichteunterschiede der Matrix bewirken Laminationsgefüge. Bioturbation ist häufig.

Der feinkörnige (50-300 μm) Komponentenbestand erreicht nur wenige Vol.% mit Echinodermenbruchstücken, rekristallisierten Filamenten, fecal pellets und Textularien (Agathammina).

Der MF-Bereich A 8 wurde in geschlossenen Plattformbereichen mit eingeschränkter bis fehlender Wasserzirkulation gebildet. Er entspricht dem SMF-Typ 23 der Fazieszone 8 bei WILSON (1975).

Mikrofaziesbereich A 9

Laminit / bindstone

mit Fenstergefügen -- Taf. 4/1-2

Kryptoalgengefüge im Abstand von 300-800 μm bedingen eine deutliche Laminierung des Sedimentes, die durch Fenstergefüge

vom Typ LF-A (niedrig detritisch, laminoid) verstärkt wird. Daneben finden sich auch Hohlraumstrukturen vom Typ LF-B-I (unregelmäßig).

Die mikritische Matrix (70-85 Vol.%) ist oft als deutliches Krümelgefüge (clotted pattern) ausgebildet.

Der Anteil an Bioklasten erreicht mit einigen Filamenten, Gastropoden und Ostracoden nur wenige Vol.%. Bioturbation ist mitunter angezeigt.

Die Zementation erfolgte über äquigranulare, bis 250 μm große Orthosparitkristalle.

Der Faziesbereich entspricht dem MFB A 12 (= MFB 2 bei SCHOTT 1983). Kryptoalgen mit Fenstergefügen, die durch sedimentbindende Algen-/Bakterienmatten entstehen, sind besonders in supratidal exponierten Zonen des tidalen Milieus zu finden (s. Kap. 6.1).

Mikrofaziesbereich A 10

Pelsparit / grainstone -- Taf. 4/3-6

Den Hauptkomponentenbestand bilden kleine (30-150 μm), sehr gut sortierte, mitunter dicht gepackte Peloide (30-40 Vol.%) und einige größere Intraklasten (5 Vol.%, bis 700 μm).

Der intergranulare Porenraum (35-40 Vol.%) ist durch kleine (35-50 μm), äquigranulare, blattförmige bis leicht fibröse A-Zementsäume und feingranulare B-Zemente gefüllt. Der Anteil an mikritischer bis mikrosparitischer Matrix erreicht nur 5-10 Vol.%.

Laminierungen ergeben sich durch Dichteunterschiede im Komponentengefüge, einige Kryptoalgenstrukturen und Fenster vom Typ LF-A bis LF-B-I, die mit granularem Blockzement gefüllt sind. Stylolithisierungen verstärken mitunter den Laminierungseffekt.

Der Biogengehalt setzt sich zusammen aus Filamenten (2-3 Vol.%), Gastropoden (2 Vol.%), ganzschaligen und zerbrochenen Ostracoden (7-8 Vol.%), die teilweise schichtparallel eingeregelt sind, sowie aus Mikroproblematika und Foraminiferen (bis 21 Individuen/9 cm²) mit *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., *Agathammina* sp., *Glomospira* sp. und uniserialen Sandschalern.

Der MF-Bereich A 10 entspricht dem MFB A 15 (= MFB 5 bei SCHOTT 1983) und ist mit dem SMF-Typ 16 der Fazieszone 8 bei WILSON (1975) korrelierbar. Er beschreibt einen flachen Sedimentationsraum auf Gezeitenflächen (s. Kap. 6.1).

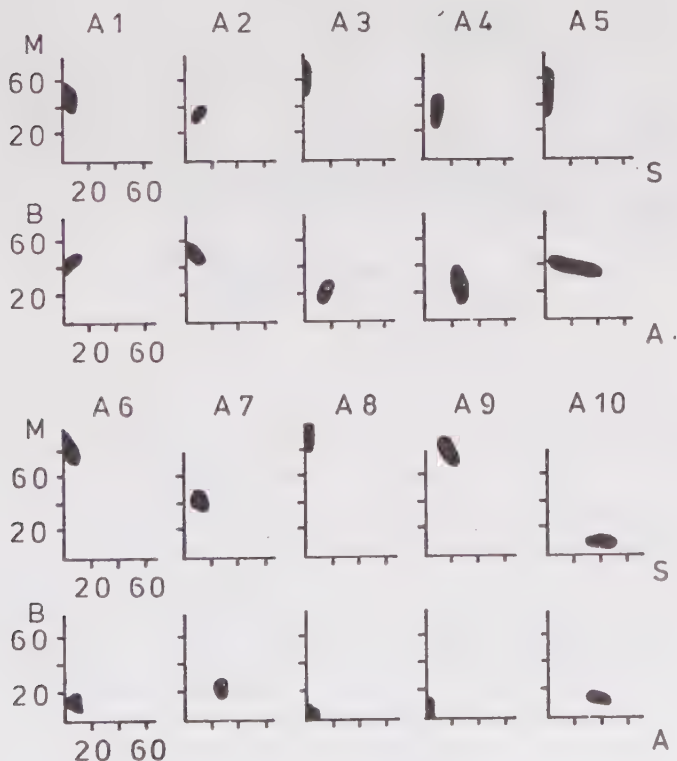


Abb. 2. Verteilung (in Vol.%) von Mikrit (M) / Sparit (S) und biogenen (B) / abiogenen (A) Komponenten in den Mikrofaziesbereichen A 1 - A 10 der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät.

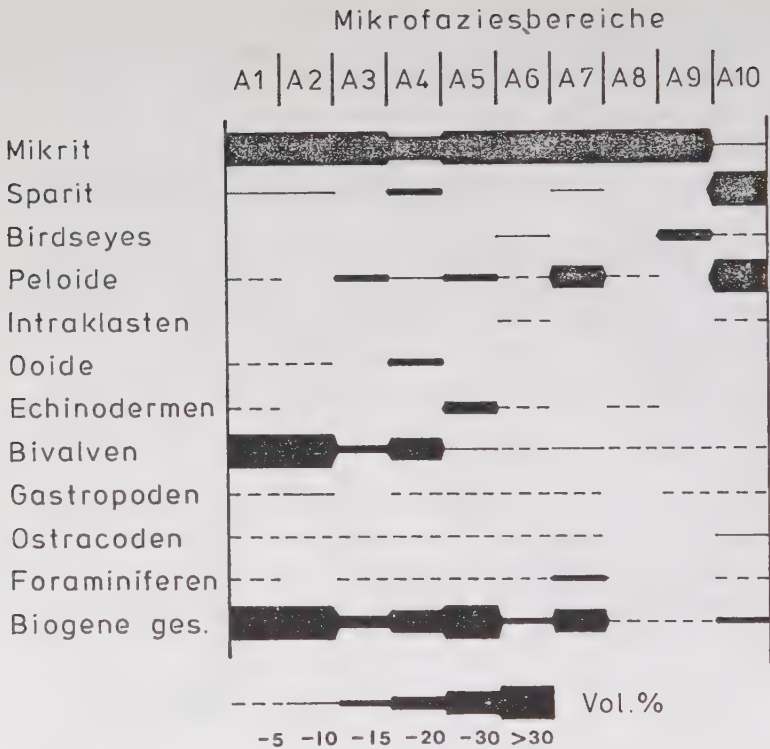


Abb. 3. Absolute Häufigkeit von Grundmasse und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen A 1 - A 10 der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät im westlichen Brunnstein-Auerbach-Gebiet. MFB A 1: Lumachellkalk (Biomikrit, packstone); MFB A 2: Lumachellkalk ohne Foraminiferen (Biomikrit, packstone); MFB A 3: Biopelmikrit mit Schalenbruchstücken (wackestone); MFB A 4: Biomikrosparit bis Biosparit (packstone) mit Schalenbruchstücken und Ooiden; MFB A 5: Biomikrit (wackestone) mit Echinodermenbruchstücken, zum Teil dolomitisiert; MFB A 6: Biomikrit (wackestone) mit wenigen Bioklasten; MFB A 7: Laminiert Biopelmikrit (wackestone) mit Foraminiferen-Anreicherungen; MFB A 8: Mikrit (mudstone); MFB A 9: Algenlaminit (bindstone) mit Fenstergefügen; MFB A 10: Pelsparit (grainstone).

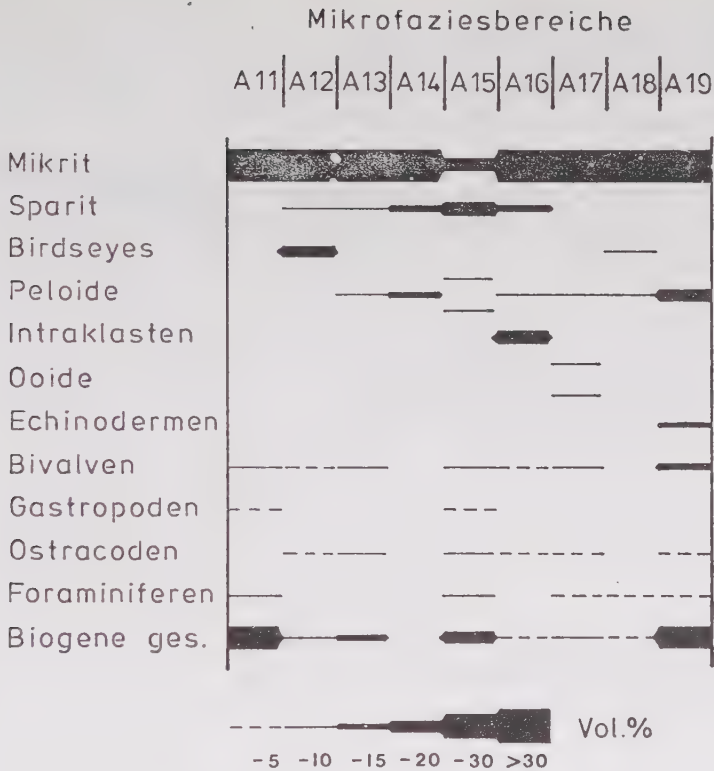


Abb. 4. Absolute Häufigkeit von Grundmasse und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen A 11 - A 19 der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät im östlichen Brunnstein-Auerbach-Gebiet. MFB A 11: Biomikrit mit Involutinen (wackestone); MFB A 12: Algenmikrit mit birdseyes (bindstone); MFB A 13: dolomitisierter Biopelmikrit mit Ostracoden; MFB A 14: dolomitisierter Pel-mikrit ohne Biogene; MFB A 15: Biopelsparit mit Textularien, zum Teil laminiert (grainstone); MFB A 16: Intramikrit; MFB A 17: Oomikrit (wackestone); MFB A 18: Dismikrit (mud-stone); MFB A 19: Biomikrit mit Schalen- und Echinodermen-bruchstücken (wackestone). Die MF-Bereiche A 11 - A 19 entsprechen den MF-Bereichen 1 - 9 bei SCHOTT (1983:10f).

4.2 Oberrhätische Riffkalke

Zu den Mikrofaziesbereichen, die für den Großraum des Brünsteinriffs beschrieben wurden (SCHOTT 1983, MFB 10-20 = B 10 - B 20, Abb. 8), können hier, für das ca. 3 km nordwestlich gelegene Tatzelwurmriff und die verbindenden Plattformbereiche, neun weitere, neue Mikrofaziesbereiche (MFB B 1 - B 9, Abb. 6,7) aufgestellt werden.

Der Vergleich beider Großräume (s. Kap. 6.2) ermöglicht eine differenzierte Interpretation der Subenvironments der oberrhätischen, subtidalen, durch verschiedenartige Riffbildungen beeinflussten Plattform, sowie der sedimentären, palökologischen und diagenetischen Parameter ihrer Bildungsmilieus.

Biolithit-Fazies

Mikrofaziesbereich B 1

Biolithit / framestone
patch-reef -- Taf. 5/1-2

Hauptgerüstbildner ist *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH), verstärkt durch krustenbildende Algen, Mikroproblematika und sessile Milioliden.

Die Korallen zeigen verschieden Stadien paramorpher Erhaltung, bis zur vollständigen Rekristallisation ohne erkennbare primäre Strukturen. Frühe Mikritisierungsvorgänge und Mikritfüllungen gewährleisten meist das Erkennen der Korallensepten. Die Korallenkelche sind durch die Kompaktion oft verdrückt und zerbrochen, stellenweise ist eine Reduzierung auf 30-40 % des ursprünglichen Volumens gegeben. Fibröse A-Zemente (bis 30 μm) umgeben die Korallensepten, interne primäre Hohlräume sind mit granularem (100-300 μm) B-Zement gefüllt, die Theken sind feingranular bis mikrokristallin rekristallisiert.

2-3 Generationen von Riffföhlensedimenten sind zu unterscheiden. Sie sind als Mikrit bis Mikrosparit, Pelmikrit und Biomikrit ausgebildet.

Die Komponenten der Biomikrite bestehen mit jeweils 1-5 Vol.% aus Dasycladaceen, Echinodermenbruchstücken, kalzitischen Schalenbruchstücken, Ostracoden und Milioliden mit *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), *Ophthalmidium* sp. und *Miliolipora*, sowie aus einigen Peloiden.

Das Korngrößenspektrum liegt im Bereich 100 μm - 1 mm, die Korallenkelche erreichen Durchmesser bis zu 1,6 cm.

Die Resthohlräume sind mit radial-fibrösen A-Zementen und granularen B-Zementen (100-200 μm Kristalle) geschlossen. Schirmporen unter Korallenkelchen sind mit breiten (um 100 μm) A-Zementsäumen umgeben.

Gesteinslösungs-poren (yugs) enthalten teilweise biogenführende (Foraminiferen, Ostracoden) Mikrosparite und sind sonst mit großen (bis 1,2 cm) Kalzitkristallen zementiert, A-Zemente fehlen hier.

Die Fleckenriffe liegen, als kleinräumige ($\varnothing$ 20-30 m), organogene Strukturen innerhalb der Bildungsregion der Biomikrite bis Biopelmikrite des MF-Bereichs B 3, der einen überwiegend niederenergetischen Ablagerungsraum der offenen Plattform, gerade unterhalb der Wellenbasis, mit zeitweilig höherenergetischen Einflüssen, beschreibt.

Biogendetritus-Fazies

Mikrofaziesbereich B 2

Biopelsparit bis Biopelmikrit / grainstone - packstone
mit Textularien -- Taf. 5/3

Der Komponentenbestand umfaßt Peloiden (21 Vol.%, 100-200 μm), Intraklasten (5 Vol.%, um 500 μm), einige Rindenkörner, wenige Echinodermenbruchstücke (bis 1 mm), rekristallisierte, primär

aragonitische und kalzitische Schalenbruchstücke, Gastropoden, Ostracoden, Mikroproblematica und Foraminiferen (bis 82 Individuen/9 cm²), besonders aus der Gruppe der Textularien mit *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., *Glomospira tenuifistula* HO, *Glomospira sinensis* HO, *Glomospira kuthani* (SALAJ), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., biserialen Sandschalern, daneben noch einige Frondicularien.

Die Korngrößen liegen im Bereich 70-200 µm - 1,5 mm, die Sortierung ist gut bis sehr gut.

Die intergranularen Porenräume sind mit Mikrit (20 Vol.%) oder feingranularem (40-100 µm Kristalle) Zement (25 Vol.%) gefüllt. Feine A-Zementsäume erscheinen nur selten, syntaxiale Rimzemente etwas häufiger.

Gesteinslösungs-poren (vugs, 15 Vol.%) enthalten zum großen Teil submarine, diagenetische Sedimente, die als komponenten-führende Mikrosparite mit Peloiden, Intraklasten und Textularien ausgebildet sind.

Der MF-Bereich B 2 steht in Verbindung mit dem MF-Bereich B 3 und zeichnet sich gegenüber diesem durch eine bessere Sortierung, deutlich kleinere Korngrößen, einen höheren Peloidanteil, geringere Diversität und Individuendichte der Biogene aus.

Er kennzeichnet flache, geschützte Bereiche, gerade unterhalb der Wellenbasis mit zeitweilig höherer Wasserenergie. Es ist ein Gebiet mit schlechteren Lebensbedingungen, als in den benachbarten MF-Bereichen und ohne Einflüsse der höherenergetischen, riff-nahen Plattform. Eine Sortierung und Anreicherung des Materials in strömungsgeschützte Areale durch zeitweilig stärkere Wasserbewegung kann angenommen werden.

Der MF-Bereich B 2 bildet eine gegenüber dem MFB B 3 homogenere Varietät des SMF-Typs 9 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975).

Mikrofaziesbereich B 3.

Biomikrit bis Biopelmikrit / wackestone
mit Dasycladaceen und Foraminiferen -- Taf. 5/4-6, 6/1-2

Ein hoher und reich differenzierter Komponentenbestand (45-55 Vol.%) in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix (35-50 Vol.%) charakterisiert diesen Bereich.

Sein abiogener Anteil umfaßt Peloide (7-18 Vol.%, 50-200 μ m), Intraklasten (2-9 Vol.%, bis 1 mm), einige umkristallisierte Ooide (bis 3 Vol.%, 200-300 μ m), Aggregatkörner (1-2 Vol.%, 1-2 mm, besonders als Lumps und Grapestones), Rindenkörner (2-7 Vol.%) und Bahamite (1-3 Vol.%, als vollständig mikritisierte Komponenten).

Onkoidische Krusten um Biogene erscheinen dünn oder unregelmäßig, einseitig verstärkt. Als Krustenbildner fungieren Algen, sessile Foraminiferen und Serpeln.

Der biogene Komponentenanteil setzt sich zusammen aus Dasycladaceen (3-5 Vol.%, bis 1,4 mm), Echinodermenbruchstücken (1-5 Vol.%, bis 1,5 mm), Korallenbruchstücken (bis 12 Vol.% und 1,2 cm) mit *Thecosmilia clathrata* (EMMICH), vollständig rekristallisierten Filamenten (3 Vol.%), Bivalven, Gastropoden, wenigen Ostracoden (ganzschalig und zerbrochen), Spicula, Mikroproblematika mit *Thaumatoporella* sp., und Foraminiferen (36-76 Individuen/9 cm²) mit *Glomospira sinensis* HO, *Glomospira kuthani* (SALAJ), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Trochammina jaunensis* BRÜNNI-MANN & PAGE, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Tetrataxis* sp., *Planinvoluta* sp., sessilen Milioliden, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus* sp., *Auloconus permoides* (OBERHAUSER), *Trocholina umbo* FRENTZEN, *Trocholina turris* FRENTZEN, *Triasina hantkeni* MAJZON.

Die Umrißerhaltung der Involutinen ist vollständig, selten verdrückt. Ihre Größe beträgt 0,5-1,5 mm. Die Mikritfüllung der

Kammerlumina umfaßt überwiegend die äußeren 2-4 Windungen des Deuterolocus. Der MF-Bereich B 3 ist somit der "Diagenetischen Involutinenzone C" (SCHOTT 1983) zuzuordnen.

Die Biogene und Bioklasten sind stark bis vollständig rekristallisiert. Intragranulare Lösungshohlräume (moldic porosity) sind mit kleinkristallinen (20-40 μm), äquigranularen, meist unvollständigen A-Zementsäumen und grobgranularem (bis 500 μm) B-Zement gefüllt. Intergranulare Hohlräume (5-15 Vol.%) zeigen granulare (um 150 μm Kristalle) Orthosparite. Syntaxiale Rimzemente sind selten.

Die Mikritisierung der Komponenten ist sehr variabel, meist fehlt sie. Zum Teil erscheinen bis 30 μm -Mikritisierungssäue, daneben auch einige vollständig mikritisierte Komponenten.

Das Korngrößenspektrum der Partikel beträgt 70-500 μm - 1,2 cm. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht.

Das Bildungsmilieu des MF-Bereichs B 3 entspricht dem der MF-Bereiche B 11 und B 12 (= MFB 11, 12 bei SCHOTT 1983). Er steht jedoch in größerer Entfernung zum zentralen Riffareal des Brünstein und beschreibt den westlichen Teil der niederenergetischen Plattform zwischen Brünstein- und Tatzelwurmriff.

Allochthone Elemente der höherenergetischen, riffnahen Zonen (Aggregatkörner, Bahamite, Ooide) sind zu finden.

Der MF-Bereich B 3 entspricht den SMF-Typen 9 und 10 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975).

Sein Milieu, gerade unterhalb der Wellenbasis, bietet gute bis sehr gute Lebensbedingungen für eine artenreiche Fauna. Stellenweise wachsen in seinem Sedimentationsbereich kleine patchreefs (MFB B 1), deren Material (besonders Korallenbruchstücke), durch Aufarbeitung während zeitweilig höherenergetischer Phasen, in den benachbarten Ablagerungsraum gelangt.

Die folgenden Mikrofaziesbereiche kennzeichnen das Gebiet im Einfluß und Großraum einer wieder höherenergetischen Plattform im Norden, die sich durch die Entwicklung eines größeren patch-reefs (Tatzelwurmriff) auszeichnet (Profil dazu s. SCHMIESSEK 1981).

Die mikrofaziellen Großgruppen (Bahamit-Grapestone-Fazies, Ooid-Fazies, Biogendetritus-Fazies) entsprechen vielfach denen der Brünstein-Entwicklung (MFB B 11 - B 17), wobei jedoch ihre Variationen kleinräumiger verzahnt und regional-zeitlich instabiler strukturiert sind (Wandern der Faziesräume).

Biogendetritus-Fazies

Mikrofaziesbereich B 4

Biopelmikrit / wackestone

mit Dasycladaceen und Foraminiferen -- Taf. 7/1-3, 7

Die Grundmasse ist hauptsächlich als Mikrit bis Mikrosparrit (25-35 Vol.%) ausgebildet.

Den Komponentenanteil stellen Peloide (15-20 Vol.%, 50-300 µm), Intraklasten (4-8 Vol.%, 300-400 µm), Ooide (2 Vol.%), onkoidisch umkrustete Biogene (bis 5 Vol.% und 1 mm), Dasycladaceen (2-5 Vol.%), Echinodermenbruchstücke, Spicula, Filamente, Gastropoden, Ostrocoden, Mikroproblematika und Foraminiferen (40 bis 140 Individuen/9 cm²) mit *Agathammina* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., uniserialen Sandschalern, *Frondicularia* sp., *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus* sp., *Trocholina* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON.

Die Involutinen liegen im Größenbereich 0,5-1,5 mm, ihre Umrißhaltung ist vollständig bis leicht verdrückt. Meist sind 1-3 äußere Windungen des Deuterolocus mikritgefüllt, selten mikritisiert. Dies entspricht der "Diagenetischen Involutinenzone C" (SCHOTT 1983).

Das Korngrößenspektrum der Komponenten umfaßt 50-200 μm - 1,5 mm. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht.

Intergranularer Zement (10-18 Vol.%) erscheint als feingranularer bis granularer (70-250 μm Kristalle) Sparit. Intragranulare Zementation der Lösungshohlräume erfolgte über grobkristalline Kalzitkristalle (bis 600 μm , in Abhängigkeit von der Hohlraumvorgabe).

Gesteinslösungsyporen enthalten zum Teil gradierte, auch laminierte Pelsparite bis Mikrosparite als Internsediment. Ihre Resthohlräume sind mit grobgranularem Blockzement (bis 1 mm Kristalle) gefüllt.

Der MF-Bereich B 4 kennzeichnet flache Gebiete mit herabgesetzter Strömungsenergie, auch wechselnder Intensität, im Bereich der Wellenbasis bzw. knapp darunter.

Das Biogenspektrum entspricht dem des MF-Bereichs B 3, jedoch ohne Korallenfragmente, mit einer höheren Foraminiferendichte, aber niedrigerer Diversität.

Der MFB B 4 erscheint, wie auch der MFB B 5, überwiegend im Hangenden des Tatzelwurmriffs, das schon früher als das wesentlich größere Brünsteinriff seine Entwicklung beendet hat.

Mikrofaziesbereich B 5

Biopelmikrit bis Pelmikrit / wackestone bis packstone
Taf. 7/4-6

Ein hoher Anteil mitunter dicht gepackter Pelloide (25-35 Vol.%, 50-250 μm) und Intraklasten (10 Vol.%, 200-700 μm) in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix (30 Vol.%) bestimmt diesen Mikrofaziesbereich.

Den abiogenen Komponentenbestand ergänzen Ooide (1-4 Vol.%, um 400 μm , besonders Einfachooide), Grapestones (bis 3 Vol.% und 2 mm),

Rindenkörner (5 Vol.%, bis 600 μm) und Bahamite (5 Vol.%, 600 μm bis 2 mm).

Biogene und Bioklasten sind mit jeweils 2-8 Vol.% vertreten durch Echinodermenbruchstücke, Filamente, Bivalven, Gastropoden, Ostracoden, sowie Foraminiferen (82-139 Individuen/9 cm^2) mit *Glomospira tenuifistula* H0, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., *Ophthalmidum* sp., *Frondicularia* sp., *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON.

Die Involutinen erreichen bis 1,8 mm Länge, ihr Umriß ist gut erhalten, die Mikritfüllung des Deuteroloculus belegt 1-3 äußere Windungen, Mikritisierung ist selten.

Sparitische Grundmasse mit feingranularen (um 100 μm Kristalle) B-Zementen, wie kleinen (10-20 μm) A-Zementen kommt nur wenig vor (3-10 Vol.%).

Bildungsraum und -milieu entsprechen dem MF-Bereich B 4, von dem sich der MFB B 5 durch einen höheren Peloidanteil, einen geringeren Biogenbestand und besonders durch das Fehlen von Kalkalgen und Mikroproblematika unterscheidet. Das Foraminiferenspektrum ist gleichwertig.

Ein flacher Plattformbereich mit meist herabgesetzter Wasserkirkulation, zeitweilig auch höherer Turbulenz, die eine bessere Sortierung und die Lieferung allochthoner Komponenten der benachbarten Bahamit-Grapestone-Fazies bedingt, ist angezeigt.

Bahamit-Grapestone-Fazies

Mikrofaziesbereich B 6

Intrasparit / grainstone -- Taf. 8/1-2

Wenig gut gerundete, strukturlose Intraklasten (25-38 Vol.%, 200-800 μm) in sparitischer und wenig mikrosparitischer (5-8 Vol.%) Grundmasse bilden den Hauptkomponentenbestand.

Daneben erscheinen Peloides (8-10 Vol.%, 70-200 μm), Ooide (3 Vol.%, 300-800 μm), Aggregatkörner (1-3 Vol.%, um 800 μm , als Grapestones und Lumps), Rindenkörner (3 Vol.%, intern vollständig rekristallisiert) und Bahamite (2-8 Vol.%, um 1 mm).

Biogene sind vertreten mit Dasycladaceen, Solenoporaceen, Echinodermenbruchstücken (5-15 Vol.%, 1-2 mm), Korallenbruchstücken (2-5 Vol.%, bis 7 mm, randlich stark mikritisiert, umkrustet, intern vollständig rekristallisiert), Mikroproblematika mit Thaumtoporella sp., Filamenten (meist als Rindenkörner) und Foraminiferen (9-15 Individuen/9 cm^2) mit Glomospira sp., Glomospirella sp., Trochammina sp., uniserialen, biserialen und sessilen Sandschalern, Tetrataxis nanus KRISTAN, Diplotremina sp., Aulotortus sp. (um 400 μm).

Das Korngrößenspektrum der Komponenten liegt im Bereich 70-400 μm - 7 mm, die Sortierung ist gut. Eine intensive Mikritisierung der Komponenten ist angezeigt, mit 40-800 μm Mikritsäumen.

Um die Allochemie sind mitunter feine, meist unvollständige A-Zementsäume (um 15 μm) ausgebildet. Syntaxiale Rimzemente erscheinen um Echinodermenbruchstücke. Die intergranularen Resthohlräume sind mit granularem (zum Teil feingranularem) Blockzement (30-200 μm Kristalle) gefüllt.

Der MF-Bereich B 6 wurde auf einer höherenergetischen Plattform mit konstanter Wellenbewegung gebildet. Er kann den SMF-Typen 5 und 11 der Fazieszone 6 bei WILSON (1975) zugeordnet werden.

Die auftretenden Korallenbruchstücke zeigen den Einfluß des Tatzelwurmriffs, zu dessen hochenergetischer, riffnaher Plattform sein Bildungsraum gehört.

Er ähnelt dem MFB B 16 (= MFB 16 bei SCHOTT 1983), zeigt jedoch einen deutlich höheren Anteil an Intraklasten und Echinodermenbruchstücken, sowie ein reicheres Foraminiferenspektrum.

Mikrofaziesbereich B 7

Biosparit / grainstone

mit Kalkalgen und Foraminiferen -- Taf. 8/3-6

Die abiogenen Komponenten überwiegen mit Peloiden (10-22 Vol.%, 100-200 μm), Intraklasten (3-8 Vol.%, 300-500 μm), Ooiden (5-12 Vol.%, 300-800 μm , besonders als Normalooiden, mit randlich mikritisierten Hüllen und meist rekristallisierten Kernen), Aggregatkörnern (5 Vol.%, um 800 μm , als Grapestones und Lumps), Rindenkörnern (5-6 Vol.%, intern rekristallisiert) und Bahamiten (8-9 Vol.%, 1-2 mm).

Der biogene Anteil umfaßt Kalkalgen mit Dasycladaceen und Solenoporaceen (2 Vol.%, mitunter umkrustet), Echinodermenbruchstücken (2 Vol.%), Gastropoden, Mikroproblematika mit Thaumapoporella sp. und Foraminiferen, die bei sehr variabler Individuendichte (14-119 Individuen/9 cm^2) eine etwa gleiche Zusammensetzung zeigen. Folgende Gattungen und Arten treten auf: Trochammina, Agathammina, Glomospira kuthani (SALAJ), Glomospira sp., Glomospirella sp., uniseriale und biseriale Sandschaler, Tetrataxis sp., Frondicularia, Aulotortus tumidus (KRISTAN-TOLLMANN), Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK, Aulotortus sp., Auloconus permodiscoides (OBERHAUSER), Trocholina sp., Triasina hantkeni MAJZON.

Die Involutinen (um 1 mm) zeigen meist eine verdrückte Umrißerhaltung, die Mikritisierung des Deuteroloculus ist oft weit fortgeschritten (3-6 Windungen) bis vollständig, mitunter ist auch der zentrale Teil der Umbilikalmasse stark mikritisiert ("Diagenetische Involutinenzone D", SCHOTT 1983).

Das Korngrößenspektrum umfaßt 70-350 μm - 4 mm, die Sortierung ist gut bis mäßig. Mikritisierung ist häufig, mit 30-400 μm -Säumen bis vollständig.

In der Grundmasse überwiegt Sparit (34 Vol.%) mit feinen (10-70 μm), radial-fibrösen A-Zementen und feingranularem B-Zement (40-150 μm Kristalle), untergeordnet erscheint Mikrosparit (bis 8 Vol.%). Die Zemente der intragranularen Lösungsporen erreichen Kristallgrößen bis 1 mm.

Der MF-Bereich B 7 beschreibt, wie der Faziesbereich B 6, die höherenergetische Plattform um das Tatzelwurmriff, in Gebieten konstanter Wellenbewegung. Er entspricht dem MFB B 16, wie dem SMF-Typ 11 der Fazieszone 6 (WILSON 1975). Gegenüber dem MFB B 16 zeigt er eine geringere Foraminiferendiversität und einen höheren Peloidanteil.

Ooid-Fazies

Mikrofaziesbereich B 8

Oosparit / grainstone -- Taf. 9 und 10

Die Ooide (20-33 Vol.%, 300-500 μm - 1 mm) sind als Normal- und Mehrfachooide, mitunter auch als Einfachooide ausgebildet. 2-5 Ooidhüllen bilden den Sandart, bis zu 10 und mehr kommen vereinzelt vor. Die Flächengröße der Ooidhüllen ist meist größer, als die der zugehörigen Kerne (s. Abb. 5). Eine radialstrahlige Überprägung der Ooidhüllen durch Rekristallisation ist oft gegeben, interne Umkristallisation der Ooidkerne ist seltener.

Den weiteren Komponentenanteil stellen Pelioide (5-10 Vol.%, 70-200 μm), Intraklasten (bis 5 Vol.%, 200-500 μm), Aggregatkörner (3-8 Vol.%, 1-4 mm, als Grapestones und Lumps), Rindenkörner (3-12 Vol.%, intern rekristallisierte Schalenbruchstücke mit deutlicher Mikritrinde), Bahamite (2-8 Vol.%, 1-1,5 mm) und Biogene/Bioklasten, mit jeweils nur geringem (1-3 Vol.%) Vorkommen, als Echinodermenbruchstücke, Kalkalgen mit Dasycladaceen und Solenoporaceen, Gastropoden, Bivalven, Mikroproblematika.

Foraminiferen sind oft nur als Ooidkern erhalten, ihre Individuendichte erreicht bis 19 Individuen/9 cm², mit folgenden Formen: *Glomospira gordialis* (JONNES & PARKER), *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, uniserial und biserial Sandschaler, *Tetrataxis* sp., *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), *Ophthalmidium* sp., *Frondicularia*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Trocholina* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON.

Das Korngrößenspektrum umfaßt 70-500 μm - 4 mm, die Sortierung ist gut bis sehr gut. Die randliche Mikritisierung der Komponenten bildet 30-200 μm Säume.

Deutliche A-Zemente (30-50 μm) sind als Säume um die Komponenten ausgebildet. Oft ist noch eine zweite Generation einzelner, blattförmiger A-Zementkristalle darüber entwickelt. Die Resthohlräume sind mit granularem bis grobgranularem B-Zement, aus geradlinig begrenzten Orthosparitkristallen (50-200 μm - 1 mm), gefüllt.

Der intergranulare Porenraum enthält in einigen der Oolithe sekundäre, diagenetische Meniskussedimente, die submarin, während der Phase der Konsolidierung und frühen A-Zementbildung, als Mikritsuspension mit dem Porenwasser zugeführt wurden (s. Kap. 7.2.3).

Die Oolithe zeigen Sedimentstrukturen mit Gradierungen und Kreuzschichtungen. Gebildet auf Oolithuntiefen im Bewegtwasserbereich der Tatzelwurmplattform, zeigen die Diskontinuitäten der Sedimentstrukturen wechselnde Strömungsverhältnisse an. Die Verweildauer der Ooide im synsedimentären Wachstumsstadium ist sehr unterschiedlich, ein Komponententransport und Austausch zwischen einzelnen Ooidbarren ist wahrscheinlich, angezeigt durch die oft sehr unterschiedlichen Ooidgrößen in einem Bereich.

Gegenüber den Oolithen des MF-Bereichs B 15 (= MFB 15 bei SCHOTT 1983, Brunnsteinvorriff) zeigt der MFB B 8 eine höhere Foraminiferendiversität bei etwas geringerer Individuendichte (besonders der Involutinen) und deutlich mehr Echinodermenbruchstücke, bei sonst etwa gleicher Zusammensetzung.

Eine Zuordnung des MFB B 8 zum SMF-Typ 15 der Fazieszone 6 (WILSON 1975) bzw. zum MF-Typ 12 (FLOGEL 1972) ist gegeben.

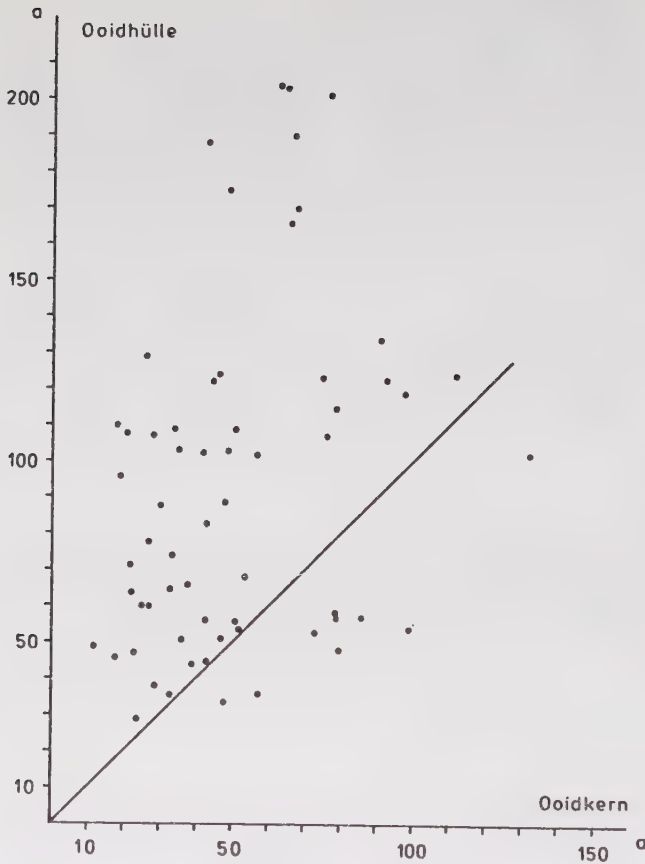


Abb. 5. Flächengrößen von Ooidkernen/Ooidhüllen aus den Oolithen der Tatzelwurmplattform (Mikrofaziesbereich B 8). Bei der Mehrzahl der Ooide ist die Fläche der Hüllen größer als die Fläche des zugehörigen Ooidkerns.

Reale Flächenwerte: $O_{f1} = a \times 10^6 / V^2$

(V = Vergrößerung, a = Flächenwert aus dem Diagramm)

Mit $V = 28$ (verwendete Vergrößerung) ergibt sich

für $O_{f1} = a \times 1275,5 [\mu m^2]$.

Involutinen-Fazies

Mikrofaziesbereich B 9

Biomikrit / wackestone

mit hoher Involutinendichte -- Taf. 6/3-6

Involutinen (um 10 Vol.%) mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus* sp. und *Triasina hantkeni* MAJZON bilden, in mikritischer Matrix (55 Vol.%), den Hauptkomponentenanteil, mit Individuendichten von 68-74 Individuen/9 cm². Daneben erscheinen einige Textularien mit *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina*, *Agathammina*, uniserialen und biserialen Sandschalern und wenige Frondicularien.

Peloide, Intraklasten (zus. 5-8 Vol.%, 50-300 µm), rekristallisierte Schalenbruchstücke (5-8 Vol.%), Ostracoden und Mikroproblematika mit *Thaumatoporella* sp. ergänzen den Komponentenbestand.

Das Korngrößenspektrum umfaßt 50 µm - 1 - 2 mm, es wird im mittleren und oberen Bereich von den Involutinen bestimmt, die Größenordnungen von 500 µm bis 2 mm erreichen. Die Involutinhäuser sind oft zerbrochen, verdrückt oder angelöst. Die Aragonitlösung der Gehäuse erfolgte vor oder während der Sedimentverfestigung. Die Zementation der biogenen Lösungshohlräume lief über grobgranulare Orthosparite. A-Zemente sind nur vereinzelt ausgebildet. Erhalten blieben im allgemeinen 1-3 mikritgefüllte, selten mikritisierte, äußere Umgänge des Deuteroloculus, nicht selten sind keine Umgänge mehr zu erkennen. Die Involutinen erfuhren mitunter eine deutliche Einregelung im Sediment.

Gesteinslösungsstellen (vugs, um 10 Vol.%) enthalten zu ca. 70% Internsedimente, die als Biopelmikrospareite ausgebildet sind. Der biogene Anteil wird von Textularien mit *Glomospira*, *Glomospirella*, sowie von Ostracoden gestellt. Ein hoher Peloidanteil (30%, 100-300 µm) und bis zu 1 mm große Lithoklasten sind charakteristisch, ebenso Laminierungseffekte. Die Resthohlräume sind mit grobgranularen (4-5 mm Kristalle) Orthospariten zementiert.

Der MF-Bereich B 9 ist korrelierbar mit dem MFB B 19 (= MFB 19 bei SCHOTT 1983), der als Hangendanteil der Oberrhätischen Riffkalke über der Vorriff-Fazies des Brünstein erscheint. Der MFB B 9 zeigt jedoch eine niedrigere Foraminiferendiversität, bei etwas höherer Individuendichte. Der Anteil der Involutinen, besonders der Gattung *Aulotortus*, ist stärker ausgeprägt, Kalkalgen und Echinodermenbruchstücke fehlen.

Das Bildungsmilieu ist ein Ruhigwasserbereich unterhalb der Wellenbasis mit zeitweisigem Einfluß durch untermeerische Strömungen (Einregelung der Involutinen). Die SMF-Typen 8 und 9 der Fazieszone 7 (WILSON 1975) können zugeordnet werden.

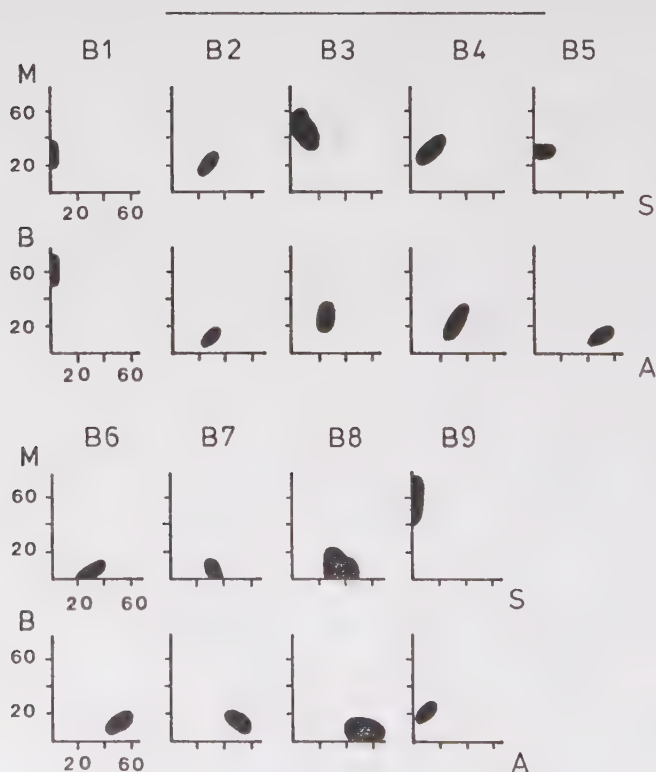


Abb. 6. Verteilung (in Vol.%) von Mikrit (M) / Sparit (S) und biogenen (B) / abiogenen (A) Komponenten in den Mikrofaziesbereichen B 1 - B 9 der Oberrhätischen Riffkalke.

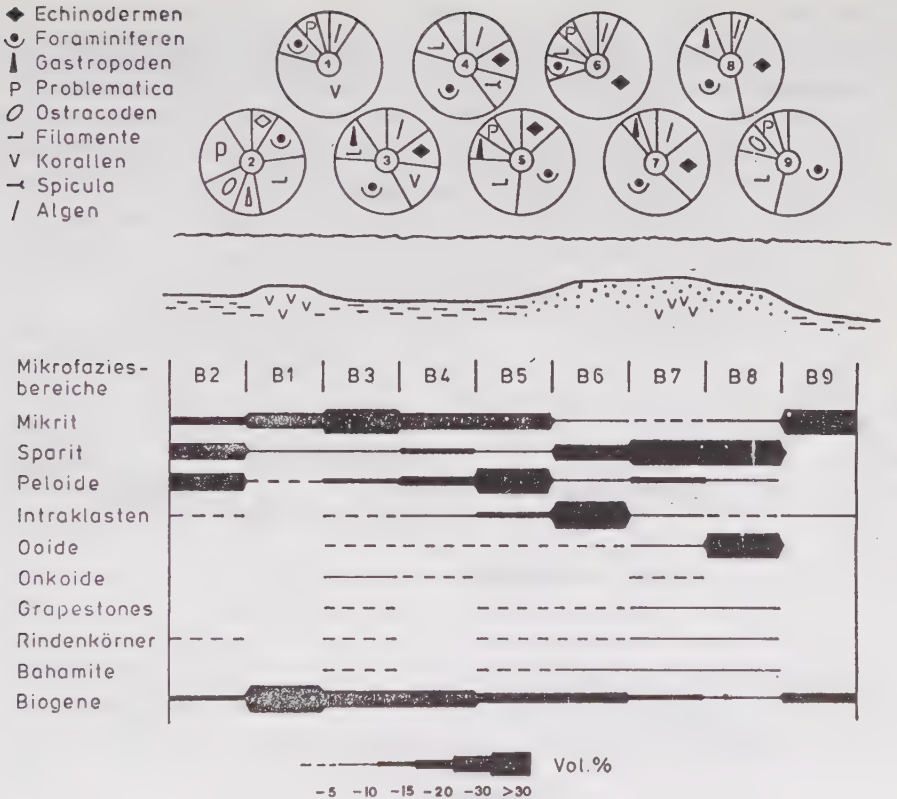


Abb. 7. Relative Häufigkeit der wichtigsten Biogene (Kreisdiagramme) und absolute Häufigkeit von Grundmasse und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen B 1 - B 9 der Oberrhätischen Rifffalke im westlichen Brunnstein-Auerbach-Gebiet. MFB B 1: Biolithitfazies der patch-reefs, framestones (V V); MFB B 2 - B 5: Biogendetritus-Fazies, Biomikrite bis Biopelmikrite, wackestones (— — —); MFB B 6 - B 7: Bahamit-Grapestone-Fazies, Intrasparite, Biosparite, grainstones (: :: ::); MFB B 8: Ooidfazies, Oosparite, grainstones; MFB B 9: Involutinenfazies, Biomikrite, wackestones.

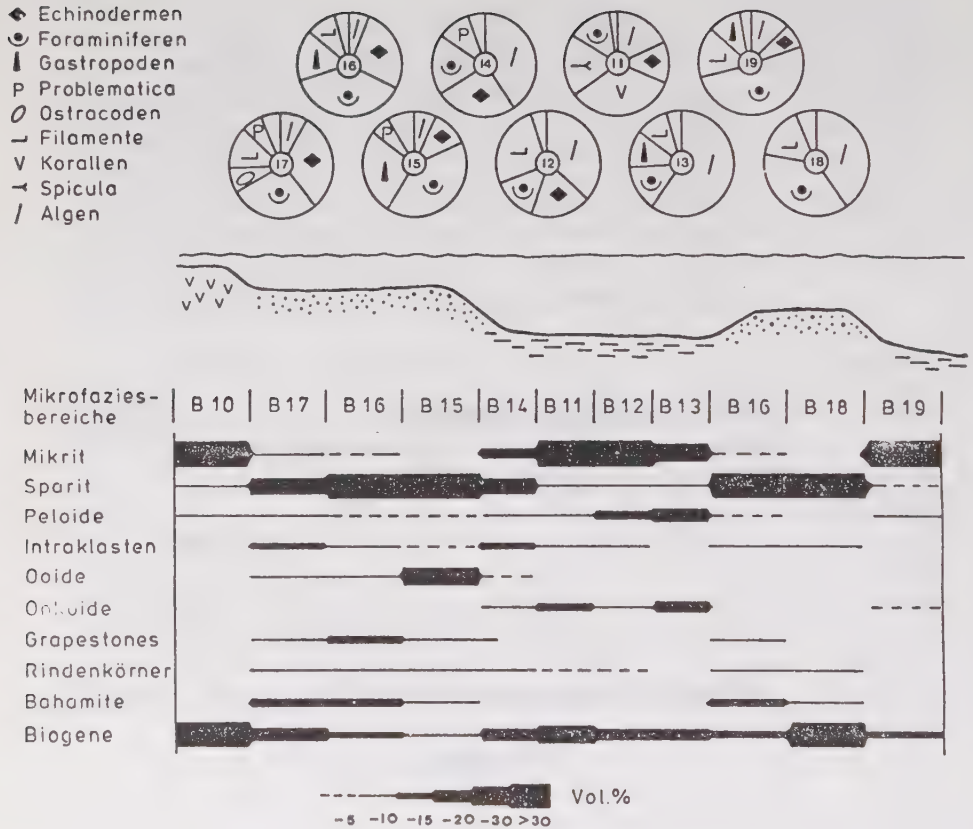


Abb. 8. Relative Häufigkeit der wichtigsten Biogene (Kreisdigramme) und absolute Häufigkeit von Grundmasse und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen B 10 - B 19 der Oberrhätischen Riffkalke im östlichen Brunnstein-Auerbach-Gebiet. MFB B 10: Biolithitfazies, framestones (v v); MFB B 11 - B 13: Biogendetritus-Onkoid-Fazies, Biomikrite bis Biopelmikrite, wackestones (—); MFB B 14: Übergangsfazies, Biopelsparit, grain- bis packstone; MFB B 15 - 17: Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies, Biosparite, Oosparite, grainstones (v v v); MFB B 18: Kalkalgen-Foraminiferen-Fazies, Biosparit, grainstone; MFB B 19: Involuntinenfazies, Biomikrit, wackestone. Die MF-Bereiche B 10 bis B 19 entsprechen den MF-Bereichen 10 bis 19 bei SCHOTT (1983).

4.3 Lias-Schwellenfazies

Die Großfaziesbereiche (= lithologische Einheiten, s. Kap. 3) entsprechen den in SCHOTT (1983) beschriebenen Typen (MFB 21-24). Für die Proben der westlichen Brunnstein-Auerbach-Plattform wird hier, zum Vergleich mit den östlichen Serien, die mikrofazielle Analyse gegeben. Die aufgestellten Mikrofaziesbereich (C 1 - C 5, Abb. 9, 10) beschreiben, besonders in den MF-Bereichen C 2 und C 5, weitere Subenvironments der absinkenden und zerbrechenden Plattform.

Bunte Cephalopodenkalke

Mikrofaziesbereich C 1

Biopelmikrit / packstone - wackestone -- Taf. 11/1

Ein komponentenbestimmter Biopelmikrit mit zum Teil dicht gepackten, sehr gut gerundeten, strukturlosen Peloiden (20-30 Vol.%, 70-200 μm), einigen größeren Intraklasten (bis 3 Vol.%, um 700 μm), Spicula (15 Vol.%), Echinodermenbruchstücken (7-10 Vol.%, bis 2 mm), sowie einigen Filamenten, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen (20-26 Individuen/9 cm^2) mit Frondicularia, Nodosaria, Ophthalmidium, Aulotortus tenuis (KRISTAN), Aultotorus sp., Involutina liassica (JONES).

Die Grundmasse besteht überwiegend aus Mikrit (26-34 Vol.%), mit nur wenigen mikrosparitischen bis feingranular-sparitischen (40-70 μm Kristalle) Anteilen.

Das Korngrößenspektrum liegt im Bereich 70-150 μm - 2 mm, die Sortierung ist gut bis mäßig.

Der MF-Bereich C 1 ist faziell gut korrelierbar mit dem MFB 21. Sein überwiegend ruhiges Bildungsmilieu zeigt nur geringe Sedimentationsraten, mitunter schon deutliche Einflüsse durch Schwammrasenbildungen, einen nur eingeschränkten Lebensraum für Foraminiferen und häufige Bioturbationerscheinungen.

Mikrofaziesbereich C 2

Biomikrit / wackestone

mit großen Lösungshohlräumen -- Taf. 11/2

Die mikritische Matrix (69 Vol.%) ist überwiegend peloidisch aggregiert, ohne den Gefügetyp echter Krümelstrukturen (clotted pattern) zu erreichen.

Der biogene Komponentenbestand, mit sehr variablen Größen zwischen 100 μm - 1 mm - 2 cm und schlechter Sortierung, enthält neben Gastropoden (10 Vol.%) und Ammoniten (5 Vol.%) einige Echinodermenbruchstücke, Spicula, Filamente, Ostracoden und Foraminiferen (35 Individuen/9 cm²) mit Glomospira, Glomospirella (relativ große Formen, bis 300 μm), Frondicularia, Nodosaria, Lagena (relativ kleine Formen, 100-200 μm).

Die Komponenten zeigen keine Mikritisierung. Bioturbation des Sedimentes ist deutlich ausgeprägt, mit teilweiser Einregelung und Sortierung des bioklastischen Materials.

Das Sediment ist, neben den primären biogenen Hohlräumen (intra-bioclasic porosity, besonders von Gastropoden und Ammoniten), über diagenetische Vorgänge der Bioturbation, Lösungs- und Bohrporosität (moldic, borrowing porosity) mit einem relativ hohen Porositätsanteil (20-25 Vol.%) versehen. Die primären und sekundären Hohlräume erscheinen mitunter verdrückt und linear ausgeleert, oft parallel den Bioturbationsgefügen, zudem teilweise mit Pelmikrospatit gefüllt und spätdiagenetisch durch grobgranulare (200 μm Kristalle), gerade begrenzte Orthosparite zementiert.

Ein ruhiges Ablagerungsmilieu mit nur geringer Sedimentationsrate, entsprechend dem MF-Bereich C 1, jedoch unter nur geringem bis fehlendem Einfluß durch Schwammrassenbildungen, ist angezeigt. Das Foraminiferenspektrum unterscheidet sich gegenüber dem MFB C 1 deutlich durch das Fehlen von Milioliden und Involutinen und das Auftreten von Textularien. Gemeinsam ist der hohe Anteil an dicht gepackten, feinkörnigen Peloiden, sowie das deutliche Bioturbationsgefüge.

Roter Knollenkalk, Typ Adneter Kalk

Mikrofaziesbereich C 3

Biomikrit / wackestone -- Taf. 11/5-6 und 12/1-6

Der mikritische Matrixanteil überwiegt mit 62-83 Vol.%. Biogene und Bioklasten sind vertreten mit Echinodermenbruchstücken (2-10 Vol.%, bis 1 mm), Spicula (bis 10 Vol.%), Filamenten (4-15 Vol.%), Gastropoden, Bivalven, Ostracoden, Ammoniten und einem sehr variablen Foraminiferengehalt (70-295 Individuen/9 cm²) mit *Glomospira* sp., *Trochammina* sp., *Fronicularia*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Lenticulina*, *Ophthalmidium carinatum* (LEISCHNER), *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN), *Ophthalmidium* sp., *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus* sp., *Trocholina umbo* FRENTZEN, *Trocholina turris* FRENTZEN, *Involutina liassica* (JONES).

Die Textularien, die eine dunkelrote, agglutinierte Gehäusewand zeigen, kommen nur sehr vereinzelt in den Bereichen mit sehr hoher Individuendichte vor. Bei geringem Foraminiferengehalt können Involutinen, mitunter auch Ophthalmidien fehlen. Die Involutinen zeigen die typischen Erhaltungsformen der "Diagenetischen Involutinenzone E" (SCHOTT 1983), mit unvollständigem Umriß und einer vollständigen Mikritfüllung der Kammerlumina. Die Größe der Involutinen umfaßt 250-700 µm.

Die Knollen sind verschieden deutlich ausgebildet, oft styolithisch begrenzt, ihre Größe liegt im Bereich 1-12 mm. Sie bestehen aus dem gleichen Biomikrit wie ihre Umgebung, sind jedoch meist dunkler gefärbt. Zur Knollenbildung s. Kap. 7.3.1.

Der MF-Bereich C 3 kennzeichnet ein ruhiges Bildungsmilieu mit geringer Sedimentationsrate, bei wenig bis fehlenden Schwammrassenbildungen, relativ schlechten Lebensbedingungen für Foraminiferen (ausgezeichnet besonders durch individuenreiche, geringdiverse, sehr kleinwüchsige Miliolidschaler und relativ kleine Involutinen) und starker Bioturbation. Er entspricht weitgehend dem MFB 22 (SCHOTT 1983).

HierlatzkalkMikrofaziesbereich C 4

Encrinit / packstone -- Taf.11/3

Dicht gepackte Echinodermenbruchstücke (60-90 Vol.%, oft im Suturenkontakt) stellen den Hauptkomponentenanteil. Daneben erscheinen Lithoklasten (5 Vol.%), Spicula (3 Vol.%), punktate und impunktate Brachiopodenschalen (5 Vol.%), einige Ostracoden, sowie wenige Foraminiferen mit Frondicularia und Lenticulina. Das Korngrößenspektrum beträgt 100 μm - 1 - 5 mm, die Sortierung ist mäßig.

Die Encrinite können als lokale Anreicherungen von Echinodermenmaterial durch untermeerische Strömungenstransporte in das Bildungsmilieu der Roten Knollenkalke angesehen werden, mit denen sie sich eng verzahnen.

Mikrofaziesbereich C 5Biomikrit bis Intramikrit / packstone
mit Echinodermen und Lithoklasten -- Taf.11/4

Den Hauptkomponentenbestand stellen strukturlose, wenig gut gerundete Lithoklasten (30 Vol.%, 400-800 μm) und Echinodermenbruchstücke (25 Vol.%, bis 2,5 mm) in mikritischer, mitunter mikrosparitischer Grundmasse (30 Vol.%). Dazu kommen einige Solenoporaceen, punktate Brachiopodenschalen, Korallenbruchstücke, Ostracoden, Mikroproblematika und eine relativ hochdiverse Foraminiferenfauna, bei jedoch niedriger Individuenzahl (29 Individuen/9 cm^2), mit Glomospira sinensis HÖ, Glomospira sp., Glomospirella sp., uniserialen Sandschalern, Tetraaxis nanus KRISTAN-TOLLMANN, Duotaxis sp., Quinqueloculina sp., Planinvoluta sp., Frondicularia sp., Autotortus tumidus (KRISTAN-TOLLMANN), Autotortus tenuis (KRISTAN), Involutina liassica (JONES).

Die Korngröße der Komponenten bewegt sich im Bereich 100-700 μm - 2,5 mm, ihre Sortierung ist gut bis mäßig.

Der MF-Bereich C 5 kann als Anteil der sich entwickelnden Schwellenfazies des Lias mit noch oberrhätischen Einflüssen angesehen werden. Das Komponentenspektrum vermittelt in einigen biogenen Partikeln noch zum liegenden Oberrhät (Korallenbruchstücke, Textularien, Tetrataxiden, Kalkalgen, Mikroproblematica), zeigt aber im lithologischen und mikrofazialen Erscheinungsbild, sowie in den diagenetischen Involutinenstrukturen einen tieferen Sedimentationsbereich an, der dem liassischen Ablagerungsmilieu entspricht.

Der hohe Lithoklastenanteil läßt eine Aufarbeitung zu Beginn der verstärkten Absenkung in noch höherenergetischen Bereichen annehmen, mit nachfolgender Strömungssortierung und dem Transport in schon tiefere Gebiete.

Der MF-Bereich C 5 entspricht partiell dem MFB C 4 mit geringerem Echinodermengehalt. Er kann als Übergangsfazies zum Hierlatzkalk, bei gleichem sedimentären und frühdiagenetischen Milieu, jedoch anderem Liefergebiet der Komponenten, angesehen werden.

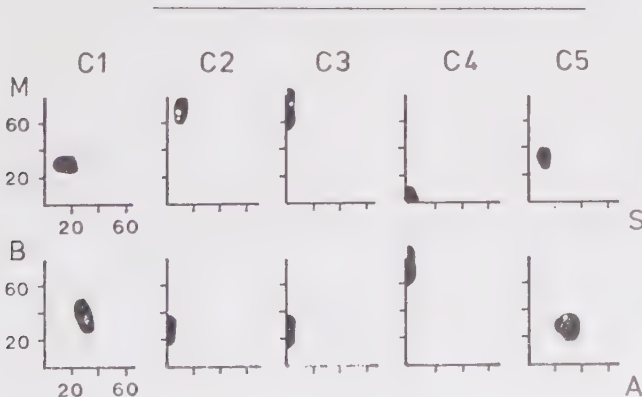


Abb. 9. Verteilung (in Vol.%) von Mikrit (M) / Sparit (S) und biogenen (B) / abiogenen (A) Komponenten in den Mikro-faziesbereichen C 1 - C 5 der Lias-Schwellenfazies.

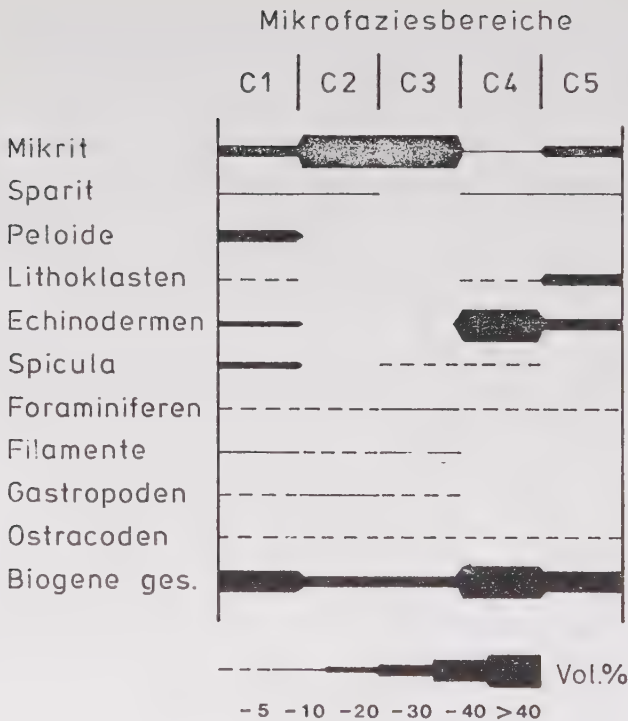


Abb. 10. Absolute Häufigkeit von Grundmasse und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen C 1 - C 5 der Lias-Schwellenfazies. MFB C 1: Bunte Cephalopodenkalke, Biopelmikrit, pack- bis wackestone; MFB C 2: Biomikrit, wackestone mit großen Lösungshohlräumen; MFB C 3: Rote Knollenkalke, Typ Adneter Kalk, Biomikrit, wackestone; MFB C 4: Hierlatzkalk, Encrinit, packstone; MFB C 5: Biomikrit bis Intramikrit mit Echinodermenbruchstücken und Lithoklasten, packstone.

5 FORAMINIFEREN

Die Assoziationen und Häufigkeitsverteilungen der Foraminiferen eignen sich sehr gut zur Typisierung und ökologischen Interpretation der faziellen Einheiten.

Untersuchungen über die Faziesabhängigkeit von Foraminiferen in obertriadischen Sedimenten finden sich bei HOHENEGGER & LOBITZER (1971), HOHENEGGER & PILLER (1975b), SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1978), SCHÄFER (1979), DULLO (1980), SENOWBARI-DARYAN (1980), SADATI (1981), PILLER (1981), WURM (1982) und KUSS (1983).

Die systematische Zuordnung der Foraminiferen erfolgte nach LOEBLICH & TAPPAN (1964), ZANINETTI (1976) und HOHENEGGER & PILLER (1975c, 1977). Eine Übersicht über die wichtigste Bestimmungsliteratur für die oberrhätischen Foraminiferen gibt SENOWBARI-DARYAN (1980: 108).

Die, für die systematische Stellung wichtigen, Charakteristika der Wandstruktur folgen in ihrer Beschreibung den Arbeiten von BLACKMON & TODD (1959), LOEBLICH & TAPPAN (1964), TOWE & CIFELLI (1967), MURRAY (1973), HOHENEGGER & PILLER (1975a,c, 1977) und PILLER (1978).

Die Individuendichten wurden jeweils auf einer Schliffläche von 9 cm^2 bestimmt und über die Anzahl der Schliffe pro Mikrofaziesbereich gemittelt.

Die Angaben zur "Diversität" sollten nur in der relativen Beziehung der einzelnen Fazieszonen zueinander interpretiert werden, da eine exakte Bestimmung der Artenvielfalt im Dünnschliff nur selten möglich ist.

5.1. Beschreibung und Assoziationen

Textulariina DELANGE & HEROUARD, 1896

Sie bauen ihre Gehäusewand durch Agglutination von - in unserem Fall karbonatischen - Fremdpartikeln auf, die mit selbstgebildeten organischen oder mineralisch-karbonatischen Zementen verbunden werden. Die genetische oder ökologische Determinierung der Zementausbildung ist noch unbekannt. Die agglutinierten Körner sind jedoch vom bewohnten Substrat abhängig, ihr Einbau erfolgt mitunter nach einer artspezifischen Selektion der Korngrößen. Gegenüber diagenetischen Veränderungen zeigt diese Gruppe eine weit größere Resistenz als die folgenden Unterordnungen.

Glomospira RZEHAKE, 1885: Kugeliges Gehäuse, Deuterolocus streptospiral um den Proloculus gewunden, Wand feinagglutiniert.

Environment-Assoziationen: Im tidalen Bereich autochthon auf den Gezeitenflächen mit *Glomospirella*, *Trochammina* und *Agathammina* (MFB A 10, A 15), allochthon in den Tempestiten mit *Glomospirella*, *Agathammina*, *Frondicularia* und *Aulotortus* (MFB A 1), sowie in den "channel deltas" mit *Glomospirella*. In allen Faziesbereichen der subtidalen Plattform der Oberrhätischen Riffkalke, mit Ausnahme der zentralen Riffareale, meist in Vergesellschaftung mit *Glomospirella*, *Trochammina*, *Frondicularia*, *Aulotortus*, *Trocholina*, *Triasina*, mit den Arten *G. sinensis* HO, *G. kuthani* (SALAJ) und in den Oolithen mit *G. gordialis* (JONNES & PARKER). In den Bunten Cephalopodenkalken des Lias (MFB 21, C 2) erscheinen *Glomospira* und *Glomospirella* in Assoziation mit *Frondicularia*, *Nodosaria*, mitunter zudem noch mit *Ophthalmidium*, *Aulotortus* und *Involutina*.

Glomospirella PLUMMER, 1945: Gehäuse diskoidal, kugeliger Proloculus, röhrenförmiger Deuterolocus, der anfangs knäuelförmig, nach außen mehr oder weniger planspiral eingerollt ist, Wand feinagglutiniert.

Von einigen Autoren wurde angedeutet, daß es sich bei *Glomospirella* nicht um eine eigene Gattung, sondern nur um ein fort-

geschrittenes Wachstumsstadium von *Glomospira* handeln könnte (HOHENEGGER & PILLER 1975b, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1978), zumal - auch im vorliegenden Material - ihre Verteilungen und Assoziationen in den einzelnen Faziesräumen denen von *Glomospira* entsprechen.

Trochammina SCHWAGER, 1877: Mehr oder weniger trochospiral, mit runden oder ovalen Kammern, die in ihrer Größe zunehmen, Wand feinagglutiniert. Aufwindung und Kammeranordnung wird zur Artbestimmung, die nur im Vertikalschnitt möglich ist, verwendet.

Environment-Assoziationen: Im tidalen Bereich kommt *T. alpina* KRISTAN-TOLLMANN und *T. almtalensis* KOEHN-ZANINETTI auf den Gezeitenflächen zusammen mit *Glomospira*, *Glomospirella* und *Agathammina* vor, in den Foraminiferen-Tempestiten mit oben genannten Sandschalern, *Aultotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) und *Aultotortus tenuis* (KRISTAN). In den Oberrhätischen Riffkalken ist eine parallele Verteilung von *Trochammina* und *Glomospira*/*Glomospirella* gegeben.

Agathammina NEUMAYR, 1887: Kleine (30-100 μm), im Längsschnitt länglich-elliptische Formen mit feinagglutinierter Gehäusewand. Die Anfangswindungen sind unregelmäßig. Der Windungsquerschnitt des Deuteroloculus nimmt nach außen zu, die Aufrollung ist oszillierend, im Transversalschnitt quinqueloculin.

Environment-Assoziationen: Besonders im tidalen Bereich auf Gezeitenflächen, mitunter auch in Gezeitentümpeln, sowie in den Schill- und Foraminiferen-Tempestiten mit *A. austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN meist in Vergesellschaftung mit *Glomospira kuthani* (SALAJ), *Glomospirella*, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI. In den Fazieszonen der Oberrhätischen Riffkalken kommt *Agathammina* nur vereinzelt in den Biopelmikriten (MFB B 3, B 4, B 11) und in den Biopelspariten (MFB B 7, B 17) vor.

Fusulinina WEDEKIND, 1939

Die Gehäuse entstehen durch Sekretion von karbonatischem Material. Nach neueren, elektronenmikroskopischen Untersuchungen von HOHENEGGER & PILLER (1975c) besteht die - oft als mikrogranulär bezeichnete - Gehäusewand aus verschiedenen großen, rhomboedrischen, eu- bis anhedralen Kalzitkristallen, die eine lockere Anordnung und keine regelmäßige Orientierung zeigen. Die Kristallstruktur ist somit - nach den oben genannten Autoren - "inaequigranular". Zudem kann bei einigen Formen eine pseudo-hyaline Schicht entwickelt sein. Diagenetisch bedingte "pseudo-hyaline" Anteile, die jedoch nicht deutlich von der inaequigranularen Schicht zu trennen sind, kommen auch im vorliegenden Material vor.

Tetrataxis EHRENBURG, 1854: Gehäuse trochospiral aufgewunden, Kammern niedrig und breit, zum Teil mit pseudo-hyaliner Schicht an der Außenseite des Gehäuses.

Environment-Assoziationen: Besonders in riffnahen Fazieszonen, jedoch außerhalb der zentralen Riffareale. In der Bahamit-Grapestone-Fazies der MF-Bereiche B 6, B 16, B 17 erscheint *T. humilis* KRISTAN und *T. nanus* KRISTAN assoziiert mit *Duostomina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina* und *Frondicularia*, in der Biogendetritus-Fazies (MFB B 3, B 12 - B 14) *T. humilis* KRISTAN und *T. inflata* KRISTAN mit *Duostomina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Frondicularia* und *Aulotortus*.

Duostomina KRISTAN-TOLLMANN, 1960: Im Äquatorialschnitt runder bis ovaler Umriß. Die Kammern sind trochospiral angeordnet, ihre Größe nimmt kontinuierlich zu. *Duostomina* und *Diplostromina*, die beide im Schliff nur schwer zu unterscheiden sind, werden hier gemeinsam behandelt. LOEBLICH & TAPPAN (1964) stellen sie zu den *Rotaliina*. "Anhand der Wandtextur und der offensichtlichen Abstammung von den *Tetrataxiden*" werden sie von HOHENEGGER & PILLER (1975b) den *Fusulinina* zugeordnet. Da das Erscheinungsbild der Gehäusewand, sowie sichtbare diagenetische Effekte ("pseudo-hyaline" Anteile), denen von *Tetrataxis* entsprechen, wird auch hier diese Einteilung bevorzugt. Zudem entspricht die Verteilung der *Duostomina* in den Faziesbereichen dem Vorkommen von *Tetrataxis*.

Miliolina DELANGE & HEROUARD, 1896

Ihre Gehäusewand ist aus sekretierten, kleinen (0,5-2 μm), etwa gleich großen Kristallen aufgebaut, die keine bevorzugte Orientierung zeigen (TOWE & CIFELLI 1967, HOHENEGGER & PILLER 1975c). Die regellose Anordnung der Kristalle und ihre interkristallinen Hohlräume bedingen das opake Erscheinungsbild der Wand. Der diagenetisch instabile, primäre Chemismus aus Mg-Kalzit (BLACKMON & TODD 1959) kann schon in einem frühdiagenetischen Stadium zu Rekristallisationseffekten beitragen, die Kristallvergrößerungen innerhalb der Gehäuswand bedingen. Die begleitende Reduzierung der interkristallinen Hohlräume führt so zu einem diagenetisch bedingten hyalinen Erscheinungsbild ("Miliolideneffekt" nach HOHENEGGER & PILLER 1975c).

Planiinvoluta LEISCHNER, 1961: Sessil, Gehäuse abgeflacht, discoidal. Proloculus kugelig, Deuteroloculus planspiral eingerollt. Familienzugehörigkeit: Fischerinidae MILLETT 1898, zu der auch Agathammina gestellt wird (LOEBLICH & TAPPAN 1964). Für letztere Gattung ist von HOHENEGGER & PILLER (1975b,c) ein agglutinierender Wandbau und somit eine Zugehörigkeit zu den Textulariina nachgewiesen worden. In jüngster Zeit ist auch Planiinvoluta als feinagglutinierend beschrieben worden (KUSS 1983). Das vorliegende Material gibt dazu keine eindeutigen Entscheidungskriterien.

Environment-Assoziationen: In der niederenergetischen Biogen-detritus-Fazies (MFB B 3, B 11, B 12) erscheint *P. deflexa* LEISCHNER, *P. crassa* LEISCHNER vergesellschaftet mit Textularien, Tetrataxiden, Frondicularien und einigen Involutinen. In der höherenergetischen, riffnahen Bahamit-Grapestone-Fazies des Brünsteinriffs (MFB B 17) tritt *P. deflexa* LEISCHNER neben Textularien, Tetrataxiden und Lageniden auf.

Nubecularia DEFRANCE, 1825: Sessil, porzellanschalgig, imperforat, mit variabler, substratabhängiger Gehäusegestalt. Anfangswindungen irregulär, später gekammert und linear oder gewunden.

Environment-Assoziationen: Im zentralen Riffareal haben sie, wie die begleitenden sessilen Algen und Mikroproblematika, gerüstverstärkende Funktion. Außerhalb der Biolithitfazies erscheint *Nubecularia* neben *Planulinolita* und sessilen Sandschalern, besonders in der niederenergetischen Biogendetritus-Fazies (MFB B 11 - B 13).

Ophthalmidium KOBLER & ZWINGLI, 1870: Wand porzellanschalgig, imperforat. Längsschnitt elliptisch-oval bis spindelförmig. Kugeliger Proloculus, zweite Kammer spiral gewunden, weitere Kammern regulär planspiral angefügt, locker gewunden.

Environment-Assoziationen: Hauptverbreitung in den niederenergetischen Biomikriten der Lias-Schwellenfazies, mit zum Teil sehr hoher Individuendichte: *O. leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN), *O. carinatum* (LEISCHNER) in Assoziation mit *Fronicularia*, *Nodosaria*, *Aulotortus* und *Involutina* (MFB 21, 22, 24, C 1, C 3). Vereinzelt Vorkommen mit *O. triadicum* (KRISTAN) und *O. leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN) in einigen Fazieszonen der Oberrhätischen Riffkalke (MFB B 1, B 5, B 8, B 11).

Quinqueloculina D'ORBIGNY, 1826: Die Kammern, die sich über jeweils eine halbe Windung erstrecken, zeigen eine regulär alternierende Anordnung in fünf Ebenen. Die Gehäusewand ist porzellanschalgig imperforat. Einen ähnlichen Bauplan zeigt *Miliolipora*, die sich jedoch durch den Besitz von Poren auszeichnet.

Environment-Assoziation: Beide Formen erscheinen nur in den Riffhöhlensedimenten der Biolithit-Fazies (MFB B 1, B 10) in Assoziation mit Ophthalmidien und sessilen Miliolidschalern.

Lagenina DELANGE & HEROUARD, 1896

Die kalzitische Gehäusewand besteht aus einer hyalin-radiären (optische Achse senkrecht zur Oberfläche) und/oder einer hyalin-granulären (optische Achse im Winkel von 45° zur Oberfläche) Schicht. Primäre inaequigranulare Anteile gingen im Laufe der phyllogenetischen Entwicklung verloren. Bei liassischen Nodosarien und triadischen Lenticulinen konnte eine hyalin-radiäre Gehäusewand und hyalin-granuläre Skulpturelemente festgestellt werden (NORLING 1968, HOHENEGGER & PILLER 1975c). Allgemein dominieren in der Trias die hyalin-radiären Typen. Gegenüber diagenetischen Effekten zeigt diese Gruppe, aufgrund ihrer primär kalzitischen Ausbildung, nur sehr geringe Wirkungen.

Frondicularia DEFRANCE in D'ORBIGNY, 1826: Gehäuse gestreckt oder leicht gebogen, mit dicken Kammerscheidewänden. Kammern niedrig, breit und V-förmig gebogen oder gewinkelt.

Environment-Assoziationen: Keine deutliche Faziesabhängigkeit. Sie erscheinen in fast allen subtidalen Milieus der Plattformentwicklung, jedoch nicht in zentralen Riffarealen, ebenso fehlen sie in supra- und intertidalen Faziesräumen.

Nodosaria LAMARCK, 1812: Gerade gestrecktes und vielkammeriges Gehäuse mit deutlichen Suturen, im allgemeinen senkrecht zur Gehäuseachse. Im Querschnitt rund. Gehäusebau hyalin-radiär mit hyalin-granulären Skulpturelementen, zartschalig.

Environment-Assoziationen: Sie erscheinen in den niederenergetischen Bereichen der Biogendetritus-Fazies und besonders in den Sedimenten der Lias-Schwellenfazies, in denen sie meist den Hauptteil der Lagenina stellen. Hier in Vergesellschaftung mit Frondicularia, Lenticulina, Ophthalmidium, Aulotortus, Trocholina und Involutina.

Lenticulina LAMARCK, 1804: Planspiral oder selten leicht trochospiral eingerolltes, linsenförmiges Gehäuse mit gewinkelter oder gekielter Peripherie. Kammern im allgemeinen breiter als hoch, kontinuierliche Zunahme der Kammergröße.

Environment-Assoziationen: Hauptvorkommen in den Roten Knollenkalken des Lias (Assoziation hier wie *Nodosaria*). Vereinzelt auch in den subtidalen Bereichen der tidalen Plattform (MFB A 19) zusammen mit *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochamina* und *Frondicularia*.

Involutinina HOHENEGGER & PILLER, 1977

Ihre Gehäusewand ist aus radiär angeordneten, pseudo-hexagonalen Aragonitkristallen aufgebaut (PILLER 1978). Die Lamination des primär einschichtigen Gehäuses, die in engem Zusammenhang mit der Aufrollung steht, wird von PILLER (1978) zur Festlegung der Gattungen verwendet. Der aragonitische Aufbau der Involutinina führt zu einer hohen Anfälligkeit gegenüber diagenetischen Veränderungen, die meist primäre Strukturen vollständig überprägen, die Gruppe jedoch zu sehr guten Indikatoren für frühdiagenetische Milieus macht.

Aulotortus WEYNSCHENK, 1956: Gehäuse flach scheibenförmig bis subsphärisch. Kugeliger Proloculus, Deuteroloculus planspiral, mitunter oszillierend bis flach trochospiral aufgewunden. Ein bis zwei Lamellen 2. Ordnung bilden eine Lamellation 1. Ordnung.

A. tumidus (KRISTAN-TOLLMANN, 1964): Linsenförmig bis flach scheibenförmig, Aufrollung planspiral, Deuteroloculus-Querschnitt nieren- bis halbmondförmig, reicht kaum in die Umbilikalregion. Gehäusewand zwischen den Umgängen meist wesentlich dünner als bei *A. sinuosus*, Aufrollung stabiler. Eine Lamelle 2. Ordnung.

A. sinuosus WEYNSCHENK, 1956: Linsenförmig bis subsphärisch, Aufrollung planspiral bis oszillierend, Peripherie meist abgerundet. Zwei Lamellen 2. Ordnung.

A. friedli (KRISTAN-TOLLMANN, 1962): Dick linsenförmig bis kugelig, streptospiral, die letzten 2-4 Windungen können planspiral oder sigmoidal aufgerollt sein. Eine Lamelle 2. Ordnung.

A. tenuis (KRISTAN, 1957): Flach scheibenförmig, in der Mitte mit kleiner Aufwölbung, eben oder eingedellt. Kleiner steptospiraler

Anfangsteil, sonst planspiral, ohne dicke Umbilikalmasse. Peripherie rund oder abgeflacht. Gehäusewand sehr dünn. Deuterolocus-Querschnitt halbmond- oder sichelförmig.

Environment-Assoziationen: In den tidalen Ablagerungen erscheint *Aulotortus allochthon* in Schill- und Foraminiferen-Tempestiten (MFB A 1, A 7) mit *A. tumidus*, *A. friedli*, *A. tenuis* vergesellschaftet mit *Glomospira*, *Glomospirella* und *Agathammina*, autochthon in den Biomikriten des MF-Bereichs A 11 mit *A. tumidus* und *Trocholina umbo* FRENTZEN. Die Oberrhätischen Riffkalke führen *Aulotortus* in fast allen Faziesbereichen (mit Ausnahme der MFB B 1, B 2, B 10, B 17), am häufigsten in der Involutinenfazies (MFB B 9, B 18, B 19). Es finden sich alle oben beschriebenen Arten, besonders *A. tumidus*. In den Lias-Sedimenten kommen nur die Arten *A. tumidus* und *A. tenuis* vor, in Assoziation mit *Ophthalmidium*, *Nodosaria*, *Frondicularia* und *Involutina*.

Auloconus PILLER, 1978: Gehäuse linsenförmig bis konisch. Kugeliger Proloculus, Deuterolocus trochospiral aufgerollt, im Querschnitt sichel- bis halbmondförmig. Eine Lamelle 2. Ordnung.

Environment-Assoziationen: *Auloconus* erscheint nur sehr vereinzelt in einigen Faziesbereichen der Oberrhätischen Riffkalke (MFB B 3, B 7) in Vergesellschaftung mit *Trocholina*, *Triasina*, *Aulotortus*, *Tetrataxis* und Sandschalern.

Trocholina PAALZOW, 1922: Gehäuse kegelförmig, kugeliger Proloculus, Deuterolocus trochospiral aufgerollt. Gehäuseaußenseite und Nabelregion von Lamellen bedeckt. Eine Lamelle pro Umgang. Nabelregion mit Knoten.

Environment-Assoziationen: Etwas häufiger als *Auloconus* und in gleicher Vergesellschaftung erscheint *Trocholina* in den höher- und niederenergetischen Fazieszonen der Oberrhätischen Riffkalke. In den Lias-Sedimenten ist *T. umbo* FRENTZEN und *T. turris* FRENTZEN nur in den Roten Knollenkalken (MFB 22, C 3) zu finden.

Triasina MAJZON, 1954: Gehäuse kugelig bis ellipsoidisch, kugeltiger Proloculus, Deuterolocus planspiral aufgerollt, mit regelmäßig angeordneten Pfeilern in seinem Lumen, das sehr weit in die Umbilikalregion reicht.

Environment-Assoziationen: Nur in den Oberrhätischen Riffkalken mit *T. hantkeni* MAJZON in Vergesellschaftung mit *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina*, *Frondicularia* und *Aulotortus*.

Involutina TERQUEM, 1862: Gehäuse linsenförmig, kugeltiger Proloculus, Deuterolocus planspiral aufgerollt. Im Nabelbereich Deckschichten mit Knoten.

I. liassica (JONES, 1853): An der Peripherie meist zugespitzt, Deuterolocuslumen im Querschnitt herz- bis halbmondförmig.

Environment-Assoziationen: *Involutina* erscheint nur in den Sedimenten der Lias-Schwellenfazies mit *I. liassica* in Assoziation mit *Aulotortus*, *Frondicularia*, *Nodosaria* und *Ophthalmidium*.

5.2 Foraminiferenverteilung

Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät -- Abb. 11, 12

Die restriktive Wirkung des tidalen Milieus zeigt sich in der Reduzierung des Foraminiferenspektrums auf die Großgruppen der Textularien, Lageniden und Involutinen. Diese erscheinen, zumal in den autochthonen Sedimenten der tidalen Subenvironments, jeweils separat. Gemeinsames Vorkommen ist meist nur nach sekundärer Anreicherung durch Strömungstransport in Sedimenten der Gezeitenkanäle, bzw. durch die Wirkung von Sturmereignissen in Tempestiten gegeben.

Die Textularien sind mit den Gattungen *Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella* und *Agathammina* vertreten. Am häufigsten sind sie in den Schill-Tempestiten des MFB A 1 und in den Foraminiferen-Tempestiten des MFB A 7 zu finden. Ihr autochthones Environment liegt in den Arealen der Gezeitenflächen der MF-Bereiche A 10 und

A 15, in denen sie ihre höchsten primären Verteilungen, nach Diversität und Individuendichte, erreichen. In den Übergängen zu den Gezeitentümpeln (MFB A 6) reduzieren sich Arten- und Individuenvielfalt der Textularien, dazu gesellen sich einige Lageniden, die innerhalb der "tidal ponds" - deren Sedimente jedoch meist vollständig ohne Foraminiferen sind - oft als einzige Großgruppe vorkommen.

In den autochthonen, tidal-subtidalen Sedimenten der benachbarten, marinen Bereiche ("adjacent marine") herrschen Involutinen der Gattung *Aulotortus* und *Trocholina* vor (MFB A 11).

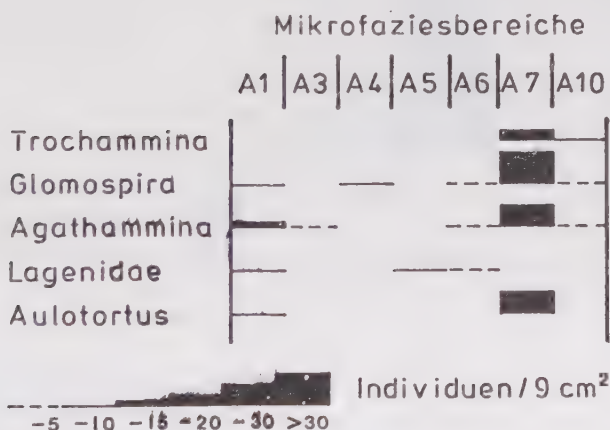


Abb. 11. Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in den dunklen, bituminösen Bankkalken des Rhät (Mikrofaziesbereiche A 1 - A 10). Die MF-Bereiche A 1 und A 7 (Tempestite) enthalten sekundäre Anreicherungen von Foraminiferen. Der MF-Bereich A 10 beschreibt die Pelsparite der Gezeitenflächen, in denen nur Textularien erscheinen. Die MF-Bereiche A 3, A 5 und A 6 kennzeichnen Sedimente der Gezeitentümpel mit wenigen Textularien und/oder Lageniden. Die Biosparite der Kanaldeltas (MFB A 4) enthalten nur einige, umgelagerte Formen der Gattungen *Glomospira*, *Glomospirella*. Die Mikrofaziesbereiche A 2, A 8 und A 9 sind ohne Foraminiferen.

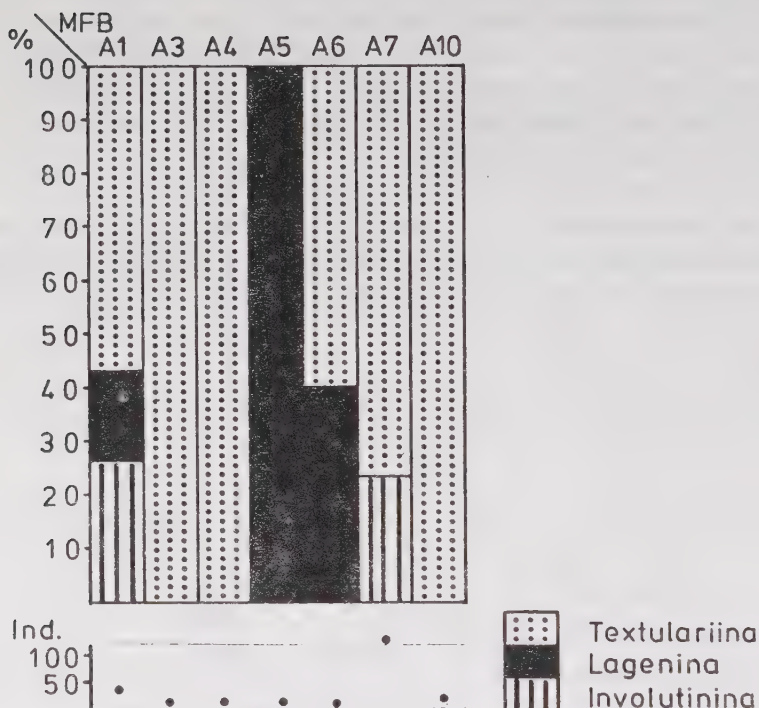


Abb. 12. Relative Häufigkeiten der Foraminiferen-Großgruppen (Unterordnungen) und absolute Häufigkeiten der Foraminiferen (Ind. = Individuen/9 cm²) in den Mikrofaziesbereichen der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät. Alle auftretenden Unterordnungen kommen nur in den allochthonen Sedimenten der Schill-Tempestiten (MFB A 1) gemeinsam vor. In den Foraminiferen-Tempestiten (MFB A 7) sind Textularien mit Involutinen allochthon vergesellschaftet. Beide Bereiche zeigen auch die höchsten Individuendichten des tidalen Milieus. Die übrigen Subenvironments auf der tidalen Plattform enthalten nur wenige bzw. keine Foraminiferen. Textularien erscheinen separat und autochthon auf den Gezeitenflächen (MFB A 10) und im Übergang zu Gezeitentümpeln (MFB A 3), in denen sie von Lageniden abgelöst werden (MFB A 6, A 5), allochthon in den Gezeitendeltas (MFB A 4).

Oberrhätische Riffkalke -- Abb. 13, 14

In den Riffhöhlensedimenten der Biolithitfazies erscheinen nur Milioliden mit den Gattungen *Ophthalmidium*, *Quinqueloculina* und *Miliolipora*. Sessile Milioliden übernehmen mit krustenbildenden Algen und Mikroproblematika die Funktion einer Verstärkung der biogenen Gerüststruktur.

Die niederenergetischen Sedimente der Biogendetritus-Fazies enthalten allgemein eine relativ hohe Zahl an Textularien mit *Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella* und *Agathammina*. In der Umgebung der "patch-reefs" ist noch ein gewisser Anteil an Tetrataxiden und sessilen Milioliden gegeben, der mit zunehmender Entfernung vom Riff rasch abnimmt. Die Involutinen zeigen mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHNEK, *Aulotortus* sp., *Auloconus* sp., *Trocholina* sp., und *Triasina hantkeni* MAJZON unterschiedliche Häufigkeiten (bis 53 Individuen/9 cm²), können mitunter auch fehlen. In den Biopelmikriten der Biogendetritus-Fazies der Tatzelwurmplattform sind keine Milioliden und Tetrataxiden zu finden, was wohl auf die zeitliche Stellung ihrer Entwicklung nach der eigentlichen Riffbildung zurückzuführen ist. Textularien, Lageniden und Involutinen sind hier, bei allgemein recht hoher Individuendichte, entsprechend der oben beschriebenen Biogendetritus-Fazies vergesellschaftet.

Die Bahamit-Grapestone- und Ooid-Fazies zeigen, bei mittlerer Individuendichte, eine oft hohe Diversität. In den Oolithen, die einzelne Vertreter aller Foraminiferen-Großgruppen enthalten, deren Erhaltung im hochenergetischen Milieu meist eine ooidische Umhüllung voraussetzt, ist eine hohe, wenn nicht ausschließliche Allochthonie zu berücksichtigen. In den Intraspariten erscheinen oft nur einige Textularien und Tetraxiden, mitunter begleitet von wenigen Involutinen der Gattung *Aulotortus*. Die Biopelsparite führen partiell hohe Individuendichten an *Trochammina*, *Glomospira* und *Glomospirella*, in Vergesellschaftung mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus* sp., *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER), *Trocholina* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON. Die Foraminiferenverteilung ist hier ähnlich den Biopelmikriten (MFB B 4) der Tatzelwurmplattform.

Die Involutinenfazies (MFB B 9) beinhaltet die höchste Zahl an Formen dieser Großgruppe, allerdings mit einer relativ geringen Artenvielfalt, die nur mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN) und *Triasina hantkeni* MAJZON belegt ist. Der Großteil der Formen kann, aufgrund ihrer starken internen Rekrystallisation, nur der Gattung *Aulotortus* zugeordnet werden. Vergesellschaftet sind wenige Individuen von *Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Agathammina* und *Fronidcularia*.

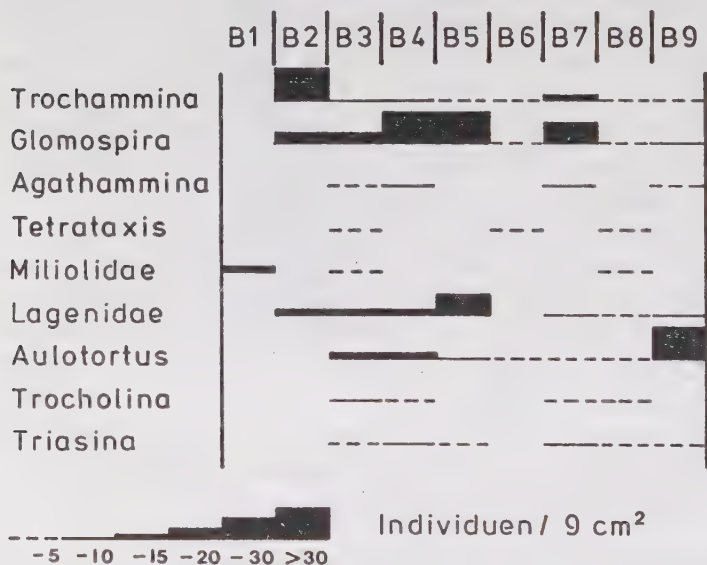


Abb. 13. Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in den Ober-rhätischen Riffkalken (Mikrofaziesbereiche B 1 - B 9). Milioliden erscheinen besonders in der Biolithitfazies (MFB B 1). *Glomospira*/*Glomospirella*, mitunter auch *Trochammina*, sind innerhalb der Biogendetritus-Fazies (MFB B 2 - B 5) reich vertreten, ebenso *Lageniden*. Involutinen sind am häufigsten in den Biomikriten des MF-Bereichs B 9 zu finden, besonders mit der Gattung *Aulotortus*. *Triasina* und *Trocholina* kommen sowohl in höher- (MFB B 7, B 8), wie auch in niederenergetischen (MFB B 3, B 4) Bereichen vor. *Tetrataxiden* sind in ihrer Verteilung an riffnahe Gebiete gebunden (MFB B 3, B 6).

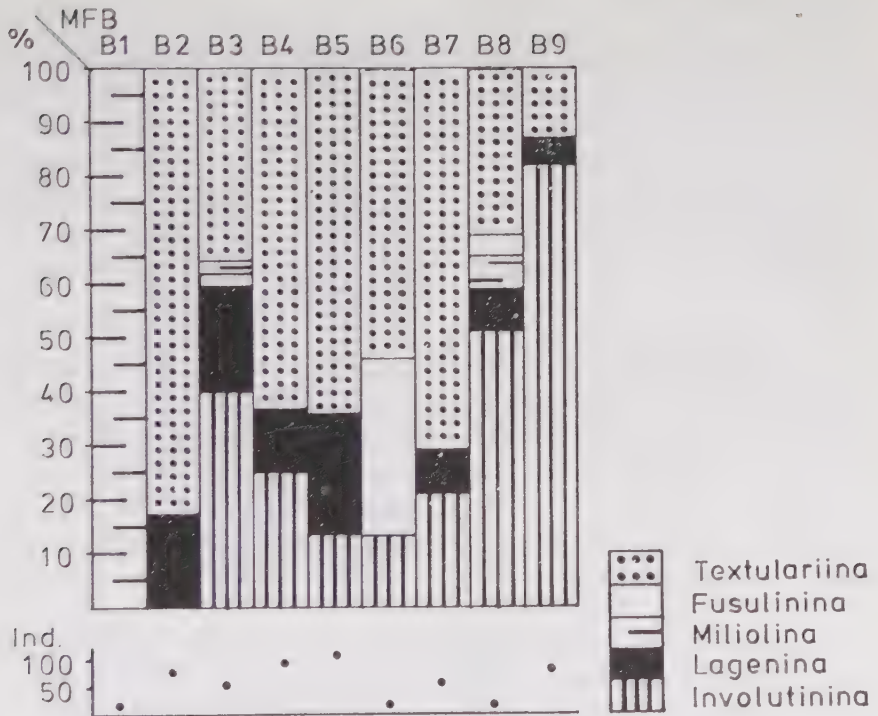


Abb. 14. Relative Häufigkeiten der Foraminiferen-Großgruppen (Unterordnungen) und absolute Häufigkeiten der Foraminiferen (Ind. = Individuen/9 cm²) in den Mikrofaziesbereichen der Oberrhätischen Piffkalke. Die absoluten Häufigkeiten sind innerhalb der Biogendetritus-Fazies (MFB B 2 - B 5 und B 9) am höchsten, in der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies (MFB B 6 - B 8) und in der Biolithitfazies (MFB B 1) niedriger. In den Biomikriten des MFB B 3 kommen Vertreter aller Unterordnungen vor. Die Biopelmikrite und Biosparite der Tatzelwurmplattform (MFB B 4, B 5, B 7) zeigen ähnliche Verteilungen der Großgruppen. In den Biomikriten des MFB B 9 überwiegen die Involutinen. Die Vergesellschaftung aller Großgruppen in den Oolithen (MFB B 8) kann überwiegend als allochthon betrachtet werden. In der Biolithitfazies (MFB B 1) erscheint nur die Gruppe der Miliolidae.

Lias-Schwellenfazies -- Abb. 15, 16

Die Biopelmikrite der Bunten Cephalopodenkalke zeigen, bei geringer Foraminiferendichte und Diversität, einige Ophthalmidien, Frondicularien und Nodosarien, sowie Involutinen der Gattungen Aulotortus und Involutina. Die Gastropoden- und Ammoniten- reichen Biomikrite enthalten eine noch eintönigere Foraminiferenfauna mit etwas höherer Individuendichte, die sich aus Frondicularien, Nodosarien und einigen Glomospiren und Glomospirellen zusammensetzt.

In den Roten Knollenkalken finden sich die reichsten Assoziationen im Foraminiferenspektrum der Lias-Sedimente. Besonders häufig sind kleine Ophthalmidien (um 200 μm), daneben Lageniden und einige Involutinen der Gattungen Aulotortus, Trocholina und Involutina. Sandschaler, mit dunkelrot agglutinierter Gehäusewand, erscheinen nur sehr selten in Bereichen mit sehr hohem biogenen Anteil.

Die Echinodermenspatkalken sind nahezu ohne Foraminiferen, nur einige Formen der Lagenina treten auf. In den Echinodermen- und Lithoklasten- reichen Sedimenten des untersten Lias, die auch umgelagerte rhätische Komponenten enthalten, ist das individuenarme, jedoch relativ artenreiche Foraminiferenspektrum, wie auch die übrigen Partikel, überwiegend bis vollständig allochthon.

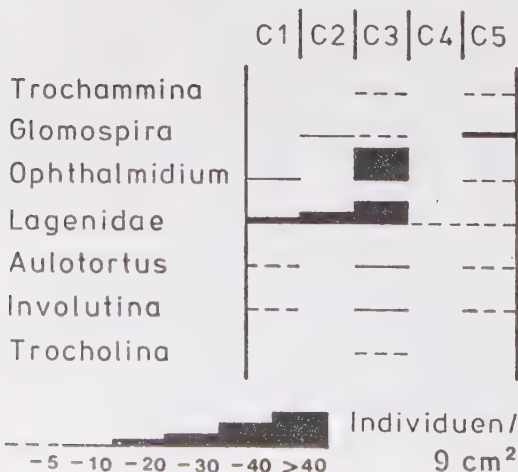


Abb. 15. Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in der Lias-Schwellenfazies (Mikrofaziesbereiche C 1 - C 5).

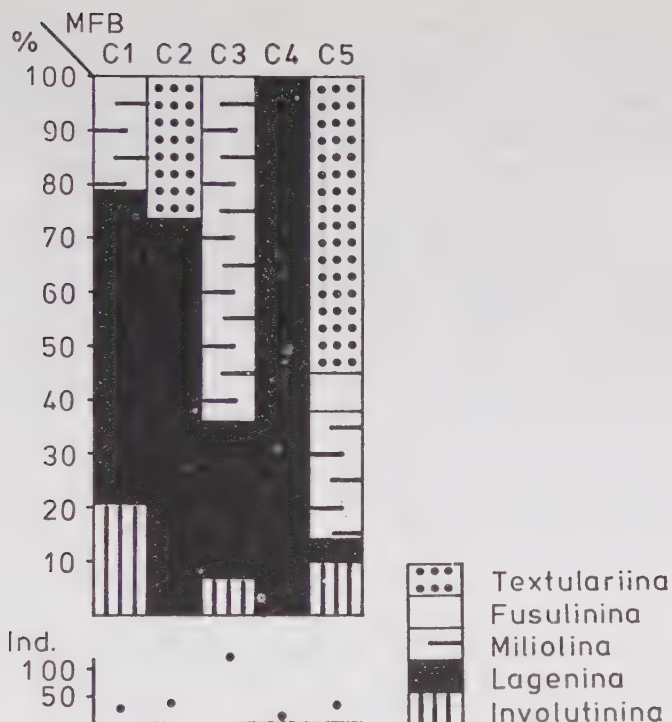


Abb. 16. Relative Häufigkeiten der Foraminiferen-Großgruppen (Unterordnungen) und absolute Häufigkeiten der Foraminiferen (Ind. = Individuen/9 cm²) in den Mikrofaziesbereichen der Lias-Schwellenfazies. Die Biopelmikrite der Bunten Cephalopodenkalke (MFB C 1) enthalten hauptsächlich Lageniden, daneben einige Milioliden der Gattung *Ophthalmidium*, sowie Involutinen mit *Aulotortus* sp. und *Involutina liassica* (JONES). Die Biomikrite des MF-Bereichs C 2 führen nur Textularien (*Glomospira*/*Glomospirella*) und Lageniden (*Frondicularia*, *Nodosaria*). Die höchsten Individuendichten sind in den Roten Knollenkalcken (MFB C 3) zu finden, in denen hauptsächlich Milioliden mit kleinen *Ophthalmidien* erscheinen, daneben auch Lageniden und Involutinen. In den Hierlatzkalken (MFB C 4) sind Foraminiferen selten und nur mit einigen Lageniden vertreten. In den Bio- bis Intramikriten des MFB C 5 sind die Foraminiferen überwiegend bis vollständig allochthon vergesellschaftet.

5.3 Ergebnisse

Die Textularien sind, besonders mit den Gattungen *Glomospira*, *Glomospirella* und *Trochammina*, in den Sedimenten des Rhät am häufigsten zu finden, wogegen sie im Lias stark zurücktreten, meist fehlen. Das Maximum ihrer Individuendichten liegt in Biopelmikriten, Pelmikriten und Biopelspariten, die einen gefügebedingten, hohen Anteil an kleinen, matrixbesetzten oder auch matrixfreien, geschützten Interpartikelräumen besitzen.

Milioliden erscheinen im Rhät überwiegend in den geschützten Arealen der Riffhöhlen, außerhalb der Biolithitfazies vereinzelt in riffnahen Sedimenten. Im Lias erreichen sie ihre höchsten Individuendichten mit der Gattung *Ophthalmidium* in den Biomikriten der Roten Knollenkalke.

Die Tetrataxiden, die zwar nicht innerhalb der Biolithite zu finden sind, nehmen in ihrer Verteilung jedoch generell mit der Entfernung von den Riffen ab. Sie erscheinen auch nicht in den Sedimenten im Liegenden und im Hangenden der Oberrhätischen Riffkalke.

Die Lageniden sind in fast allen Subenvironments des Rhät und Lias vertreten. Ihre Individuendichte ist einmal etwa proportional zur Gesamtzahl der auftretenden Foraminiferen, zum anderen ist in hochenergetischen Milieus, umgelagerten und transportierten Sedimenten (Oolithen, Tempestiten) ihre Zahl sehr gering, oft fehlen sie dort. Dies könnte auf eine geringe Stabilität der Gehäuse gegenüber mechanischen Beanspruchungen zurückzuführen sein.

Die Involutinen erreichen in den tidalen Ablagerungen des Rhät und in den Sedimenten der Lias-Schwellenfazies, die sich beide durch eingeschränkte Lebensbedingungen auszeichnen, nur Größen um 400-600 μm , in den Oberrhätischen Riffkalken dagegen bis zu 2 mm. Bezogen auf ihre Gesamtverteilung, d.h. ihr Auftreten in den einzelnen Mikrofaziesbereichen, zeigen sie für die Oberrhätischen

rhätischen Riffkalke ein relativ homogenes Erscheinungsbild, mit Häufigkeitsmaxima in den Biomikriten und Biopelmikriten der Biogendetritus-Fazies, sowie besonders in den Oberrhätischen Mergelkalken (MFB B 19) und der Involutinenfazies (MFB B 9) des obersten Rhät.

Assoziiert sind die Involutinen in den Oberrhätischen Riffkalken immer mit *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina* und *Frondicularia*, in den Lias-Sedimenten mit *Ophthalmidium* und *Lageniden*. In den dunkeln, bituminösen Bankkalken des Rhät kommen sie allochthon mit *Textularien*, autochthon meist alleine vor.

In den hochenergetischen, ausgewaschenen Oolithsand, wie auch in den Tempestiten, ist ihre relative Häufigkeit hoch. Dies zeigt eine gute Erhaltungsfähigkeit der Gehäuse bei starker mechanischer Beanspruchung.

Das Verteilungsdiagramm "Diversität" / Individuendichte (Abb. 17) weist für die Sedimente der tidalen Ablagerungen (A) nur geringe Werte aus, mit Ausnahme der Foraminiferen-Tempestite (MFB A 7) mit ihren sekundären Foraminiferenanreicherungen.

Die Oberrhätischen Riffkalke (B) zeichnen sich allgemein durch eine reiche Foraminiferenfauna aus. Die höchste Diversität findet man in den Biomikriten der Biogendetritus-Fazies (MFB B 3). Die Biopelmikrite bis Pelmikrite der Biogendetritus-Fazies (MFB B 2, B 4, B 5) zeigen dagegen höhere Individuendichten bei geringerer Artenvielfalt. In den Oolithen dürfte ein guter Teil der auftretenden Foraminiferen allochthon vergesellschaftet sein. (MFB B 8). In den hochenergetischen Bereichen der Bahamit-Grapestone-Fazies (MFB B 6, B 7) kommt es zu unterschiedlich hohen Foraminiferenverteilungen. Die Biosparite (MFB B 7) enthalten gegenüber den Intraspariten (MFB B 6) eine deutlich höhere Individuen- und Artenzahl.

Die Lias-Schwellenfazies (C) ist nur durch die Roten Knollenkalke (MFB C 3) mit höheren Werten vertreten, ansonsten ist hier wieder ein eher lebensfeindliches Milieu angezeigt. Die Foraminiferen im MF-Bereich C 5 sind ausschließlich allochthon angereichert.

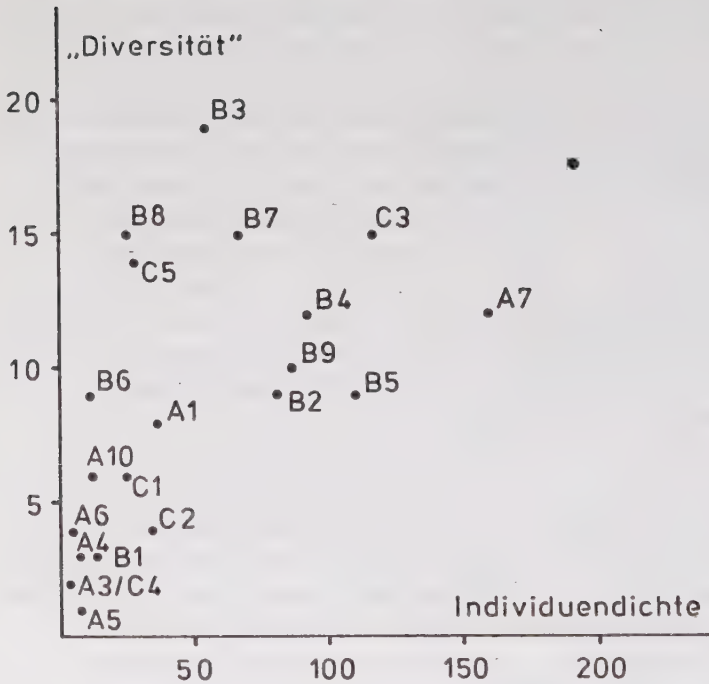


Abb. 17. "Diversität" und Individuendichte der Foraminiferen in den typisierten Mikrofaziesbereichen. Die dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät (A) zeigen nur geringe Werte (restriktives, tidales Milieu). Eine Ausnahme bilden die Tempestite (MFB A 1, A 7) mit ihren sekundären Foraminiferenanreicherungen. Die Oberrhätischen Riffkalke (B) sind allgemein durch eine hohe Individuen- und Artenvielfalt ausgezeichnet (normal-marines Milieu mit guten Lebensbedingungen), besonders in den Biomikriten der Biogendetritus-Fazies (MFB B 3). Die Lias-Schwellenfazies ist nur durch die Roten Knollenkalke (MFB C 3) mit hohen Werten vertreten, ansonsten ist hier wieder ein eher restriktives Milieu angezeigt. Im MF-Bereich C 5 sind die Foraminiferen allochthon vergesellschaftet.

Die CaCO_3 -Verfügbarkeit, die von - sich wechselseitig beeinflussenden - ökologischen Parametern wie Wassertiefe, Temperatur, Salinität, CO_2 - und O_2 - Löslichkeiten abhängt, kann als wichtiges Kriterium für die Verteilung der Foraminiferen-Großgruppen herangezogen werden (SCHÄFER 1979).

Für die tidalen Milieus, besonders der Gezeitenflächen, kann ein hypersalines Milieu und eine erhöhte Temperatur des oberflächennahen Porenwassers angenommen werden, die eine erhöhte CaCO_3 -Verfügbarkeit bedingen. Dies könnte eine ökologische Unterstützung für die Bildung der agglutinierten Gehäusewand der Textularien bedeuten und so ihre Vorrangstellung in diesen Gebieten mit erklären.

Die Oberrhätischen Riffkalke sind durch ein normal-marines, CaCO_3 -gesättigtes Milieu ausgezeichnet, das gute Lebensbedingungen für eine individuen- und artenreiche Foraminiferenfauna schafft.

In den Lias-Sedimenten, die wieder ein restriktives Milieu anzeigen, ist aufgrund der geringen Sedimentationsraten, häufigen Lösungserscheinungen im Sediment und späten Verfestigungsvorgängen eine eher geringe CaCO_3 -Verfügbarkeit anzunehmen, bei niedriger Temperatur und hoher CO_2 -Löslichkeit.

Agglutinierende Foraminiferen fehlen in diesen Sedimenten fast ganz. Den Vorrang haben hier kleine Ophthalmidien. Milioliden bestimmen auch die Biolithit-Fazies, in der der hohe Karbonatverbrauch der gerüstbildenden Korallen wohl auch schon, wie in rezenten Korallenriffen, durch den CO_2 -Entzug assimilierender Symbionten im Riffgerüst gewährleistet wurde. Für rezente Milioliden sind ebensolche Symbioseformen beschrieben worden (ROSS 1977). Durch diesen Mechanismus ließe sich die Vorherrschaft von Miliolidschalern in CO_2 -übersättigten Milieus erklären.

6 SEDIMENTATION

6.1 Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät - Abb. 18

Die dunklen, bituminösen Bankkalke wurden auf einer intertidalen bis flach-subtidalen, nicht terrigen beeinflussten Karbonatplattform abgelagert.

Die regionalen und zeitlichen Verteilungsmuster der Mikrofaziesbereiche lassen keine Konstanz der Ablagerungsmilieus erkennen. Eine reale Rekonstruktion der faziellen Entwicklung der Plattform kann nur beispielhaft für kleine Bereiche gegeben werden (s. SCHOTT 1983: 23). Paläogeographische Modelle der regionalen Faziesverteilung des Gesamtraumes haben somit eher einen beschreibenden Charakter, der eine mögliche Entwicklung kennzeichnet.

Statistische Kalkulationen, wie die Aufstellung von Ähnlichkeitsmaßen (z.B. Produktmomenten-Korrelation) und die daraus gewonnenen Gruppierungsrelationen (z.B. Single Linkage Clusteranalyse), geben mögliche Orientierungshilfen zur Rekonstruktion der faziellen Beziehungen auf der Plattform (s. Kap. 8.3).

Um geeignete Kriterien zur Plattformbeschreibung zu erhalten, soll versucht werden, die mikrofaziell aufgestellten Subenviroments mit den Ergebnissen sedimentärer und biofazieller Analysen rezenter, tidaler Karbonatplattformen zu vergleichen und entsprechenden Faziesbereichen zuzuordnen.

Verwendet wurden dazu Arbeiten aus den gut untersuchten Gebieten der Bahamas (ILLING 1954, PURDY 1963, BALL 1967, SHINN, LLOYD & GINSBURG 1969, GINSBURG & HARDIE 1975), des Persischen Golfes (ILLING, WELLS & TAYLOR 1965, SHINN 1969, PURSER & EVANS 1973, EVANS, MURRAY, BIGGS, BATE & BUSH 1973, LOREAU & PURSER 1973, SCHNEIDER 1975) und der Shark Bay (READ 1974, HAGAN & LOGAN 1974, 1975, LOGAN, HOFFMAN & GEBELEIN 1974, WOODS & BROWN 1975), sowie die zusammenfassenden Darstellungen zu rezenten Karbonatplattformen in MILLIMAN (1974), BATHURST (1975) und SELLWOOD (1978).

Die Subenvironments der Tidal Flats lassen sich nach SHINN et al. (1969) in supratidale Marschen, "beach ridges" und "levees", in "intertidal flats" und in subtidale "channels", "ponds" und die benachbarten, flachmarinen Bereiche ("adjacent marine") einteilen.

Die supratidalen Bereiche, von denen für unsere Betrachtungen in erster Linie die "levees", untergeordnet auch die "beach ridges" eine Rolle spielen, sind gekennzeichnet durch deutlich laminierte Peloidkalke mit wenig Fauna (SHINN et al. 1969, GINSBURG et al. 1975). Bioturbation, wie auch Bewuchs sind stark eingeschränkt, wodurch die Erhaltung der primären Sedimentstrukturen gewährleistet wird. Die krustenbildenden Algenmatten werden oft von Birdseyes-Strukturen begleitet (LOGAN et al. 1974).

Der Übergang in die, durch die normalen Gezeitenströme beeinflussten, intertidalen Ebenen verläuft kontinuierlich. Die Bioturbation nimmt zu, die Erhaltung der Algenmatten ist nur mehr partiell gegeben. Der Energieindex ist deutlich höher, die Komponenten feinkörniger, ihre Sortierung gut bis sehr gut. Die Fauna bleibt mit Gastropoden und Foraminiferen eingeschränkt. Der Anteil feinkörniger Pelioide ist sehr hoch (READ 1974).

Für die Sedimente der Gezeitenflächen der Shark Bay sind von HAGAN & LOGAN (1974, "intertidal veneers") drei Einheiten beschrieben worden. Zu den oben schon erwähnten Pelispariten ("pellet grainstones") kommen Sedimente mit Algenmatten ("cryptalgal boundstone") und Brekzien mit Intraklasten ("intraclast breccia", "intraclast grainstone").

Die Verfestigung erfolgt auf den intertidalen Ebenen sehr früh durch kryptokristallinen Aragonit. Ein hypersalines Milieu ist oft angezeigt.

Unterhalb der Gezeiteinflüsse, in kleinen Tümpeln ("ponds"), sind die feinsten Sedimente der Tidal Flats zu finden. Hier ist der Peloidgehalt gering. Das Sediment ist durch intensive Bio-

turbation meist vollständig homogenisiert. Allerdings nimmt die Erkennbarkeit von Bioturbationsgefügen vom Levee-Hinterland ("levee backslope") über die Gezeitenflächen zu den Tümpeln ab, d.h. mit der Zunahme ihrer Intensität. Eine zeitweilige Laminierung der Mikrite kann durch Sturmereignisse entstehen (SHINN et al. 1969). Die Fauna der "ponds" entspricht etwa der in den Gezeitenkanälen und ist etwas höherdivers als in den vorgenannten Bereichen, jedoch nach wie vor restrikt.

Sehr unterschiedliche Strömungsverhältnisse herrschen in den Gezeitenkanälen, in denen ein hoher Komponententransport stattfindet. Allochthone Partikel der Randbereiche, wie auch eine primär reichere Fauna sind zu finden. Die Sedimentvariation ist am höchsten (Mikrite bis Coquinas, SHINN et al. 1969). HAGAN et al. (1975) beschreiben für die subtidale Plattform und die Gezeitenkanäle Muschelschill-Coquinas, Foraminiferen-Mikrocoquinas, Oolithe, Intraklast-Brekzien, die Sedimentstrukturen zeigen und durch aciculare Aragonitkristalle verfestigt sind.

In die benachbarten, flach-subtidalen, marinen Bereiche entwickeln sich Deltas, die durch vermischte Sedimente mit Ooiden, Lumachellen, Ostracoden, Foraminiferen, Peloiden und Aggregatkörnern ausgezeichnet sind (EVANS et al. 1973, LOREAU et al. 1973). Die Komponenten stammen aus verschiedenen Bereichen der Gezeitenflächen und der Kanäle.

Für die Korrelation rezenter Faziesräume und ihrer Parameter mit denen der tidalen, dunklen, bituminösen Bankkalke der rhätischen Brunnstein-Auerbach Plattform erheben sich zuerst Probleme, die eine grundsätzliche Vergleichbarkeit berühren. Da keine Anzeichen für Küstenlinien oder ein mögliches Hinterland vorliegen, auch keine eindeutig gerichteten Strömungs- und Transportrichtungen zu erkennen sind, kann nur im mikrofaziellen Detail versucht werden, die Subenvironments dieses tidalen Plattformauschnittes möglichen rezenten Äquivalenten zuzuordnen.

Bei der sehr flachen Plattform des Rhät handelt es sich wohl um regional begrenzte, intraozeanische Karbonatbänke des inneren Schelfbereichs der Lechtaldecke, die für die Riffentwicklung im Oberrhät, nach beginnender, langsamer Absenkung, die geeigneten Vorraussetzungen bieten.

Die Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät können wie folgt mit rezenten, tidalen Subenviroments korreliert werden:

Supratidale Dämme - "levees", "levee backslope"

Mikrofaziesbereiche A 9, A 12 - Algenlaminite / bindstone

Die Sedimente der supratidalen Dämme sind charakterisiert durch Algenmatten im Abstand von 300-800 μm , laminoiden und unregelmäßigen Fenstergefügen (birdseyes) und ein deutliches Krümelgefüge (clotted pattern) der Matrix.

Das Sediment ist nicht bis wenig homogenisiert, die Bioturbationsgefüge sind distinkt, d.h. deutlich erkennbar und abzugrenzen.

Biogene und Bioklasten sind sehr selten mit einigen Filamenten, Ostracoden, Gastropoden und Microtubus, Foraminiferen fehlen.

Die Sedimentverfestigung erfolgte sehr früh, die Zementation der Primärporen (Fenster, biogene Hohlräume) über äquigranulare Orhtosparite, A-Zemente fehlen.

Gezeitenflächen - "intertidal flats"

Mikrofaziesbereiche A 10, A 15 - (Bio-) Pelsparite / grain- bis packstone

Dicht gepackte, kleinkörnige Peloide bilden den Hauptkomponentenbestand (bis 55 Vol.%, 30-150 μm).

Der Biogenanteil (10-15 Vol.%) setzt sich zusammen aus Gastropoden, Ostracoden, Filamenten und kleinen Textularien der Gattungen Trochammina, Glomospira, Glomospirella, Agathammina, die eine oft hohe Individuendichte erreichen.

Laminoide Gefüge durch Algenmatten und Fenster sind unregelmäßig verteilt, oft durch Bioturbation zerstört.

Die Sedimentverfestigung setzt in den kleinen, intergranularen Porenräumen früh ein, über kleine, äquigranulare A-Zemente und feingranulare B-Zemente.

Gezeitentümpel - "ponds"

Mikrofaziesbereiche A 3, A 5, A 6, A 8, A 18 (Bio-)Mikrit/mudstone

Die Sedimente der Gezeitentümpel sind überwiegend matrixbestimmt und enthalten nur wenige Komponenten. Den biogenen Anteil stellen einige Gastropoden, Schalenbruchstücke, Ostracoden, Echinodermenbruchstücke, Frondicularien und fecal pellets.

Die Bioturbationsgefüge sind wenig distinkt, das Sediment ist vollständig homogenisiert. Laminierungseffekte sind selten.

Im Übergang zu den Gezeitenflächen ist der Biogengehalt höher, neben Frondicularien erschienen auch Textularien. Einige Fenstergefüge und Krümelaggregate können auftreten, sowie deutlichere Laminierungseffekte.

Die Rekristallisation der Matrix führt oft zu Mikrospatit. Interne Lösungshohlräume aragonitischer Bioklasten sind mit wenigen, feinkristallinen A-Zementen und überwiegend mit feingranularem B-Zement gefüllt.

Gezeitenkanäle - "tidal channels"

Mikrofaziesbereiche A 16, A 17 - Oomikrite, Biomikrite, Intramikrite / wacke- bis packstone

Die Sedimente zeigen eine hohe Variationsbreite und sind charakterisiert durch Aufarbeitungs- und Transportkennzeichen, textuelle Inversionen, Sortierungen oder chaotische Gefüge. Die Komponenten stammen oft aus verschiedenen Faziesbereichen und sind allochthon vergesellschaftet.

Das Spektrum des Biogenbestandes reicht von fehlend bis reich, mit Schalen- und Echinodermenbruchstücken, Ostracoden, Kalkalgen,

Textularien, Lageniden und Involutinen. Anorganische Komponenten sind vertreten mit Intraklasten, Peloiden und Ooiden, auch Onkoiden und Rindenkörnern.

Frühe Sedimentverfestigung und Aragonitlösung sind angezeigt, die wenig Strukturhaltung primär aragonitischer Komponenten bei jedoch guter Umrißerhaltung zulassen. Interne Lösungshohlräume sind mit wenig fibrösen A-Zementen und feingranularen B-Zementen gefüllt.

Delta der Gezeitenkanäle - "channel deltas"

Mikrofaziesbereich A 4 - Biomikrit bis Biosparit / packstone

Sie sind ausgezeichnet durch ein chaotisches Gefüge, hohes Transport- und Umlagerungspotential und textuelle Inversionen. Der Komponentenbestand setzt sich zusammen aus Schalenbruchstücken, Ostracoden, Textularien mit relativ großen Glomospiren und Glomospirellen (um 500 μm), Ooiden, Peloiden, Intraklasten und Aggregatkörnern.

Die Zementation erfolgte über breite A-Zementsäume und granulare Orthosparite. Rekristallisationsvorgänge führen zu Mikrospariten bis Pseudospariten.

Subtidale Plattform - "adjacent marine"

Mikrofaziesbereich A 11 - Biomikrite / wackestone

Das Komponentenspektrum umfaßt Peloide, Intraklasten, Onkoide, Rindenkörner und im biogenen Anteil Schalenbruchstücke, Gastropoden, Echinodermenbruchstücke, Involutinen, Textularien und Lageniden.

Die Sedimente sind weitgehend matrixbestimmt, der Energieindex ist niedrig, Einflüsse der höherenergetischen Nachbargebiete treten auf (textuelle Inversionen). Die Komponenten sind relativ klein (30-700 μm).

Primär aragonitische Partikel sind, nach früher Matrixkonsolidierung, gelöst und mit granularen Orthospariten gefüllt.

Coquinas / Tempestite

Subtidale Plattform, Gezeitenkanäle

Mikrofaziesbereiche A 1, A 2, A 7

Biomikrite / bioclastic packstone

Angezeigt ist eine hohe Sortierungs- und Transportintensität, texturelle Inversionen, oft geregeltes Gefüge und Sedimentstrukturen.

Der Anteil an Schalenbruchstücken erreicht bis 50 Vol.%, daneben können Gastropoden, Ostracoden, Echinodermenbruchstücke, fecal pellets und Fe-inkrustierte Ooide vorkommen.

Foraminiferen sind mit Textuarien, Lageniden und Involutinen vertreten, die jeweils nur Größen bis 700 μm erreichen, mitunter auch fehlen. Sie können jedoch eigene Foraminiferen-Tempestite bilden, die nur wenige Zentimeter Mächtigkeit erreichen.

Gefügebedingte Schirmporositäten sind nicht selten. Mitunter ist ein scharfer erosiver Kontakt zum unterliegenden Sediment festzustellen.

Primär aragonitische Bioklasten sind frühdiagenetisch vollständig gelöst, die intragranularen Lösungsporen mit äquigranularen B-Zementen gefüllt, radial-fibröse A-Zemente erscheinen nur selten.

Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät

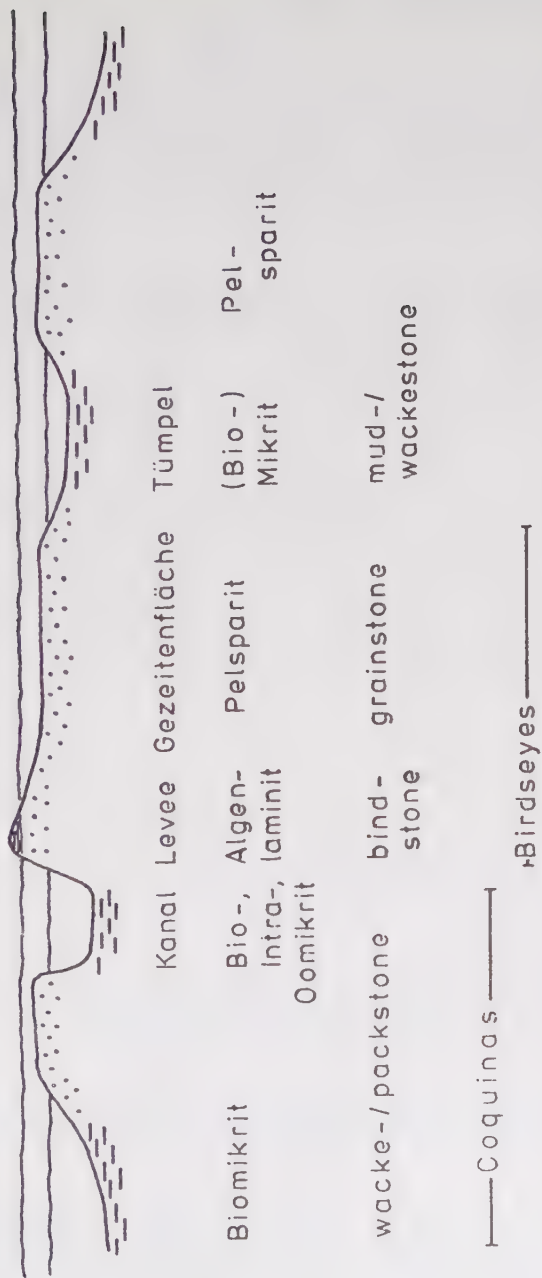


Abb. 18. Fazieskorrelationen und Environment-Rekonstruktion der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät. Ihre Mikrofaziesbereiche können folgenden Subenvironments zugeordnet werden: Supratidale Algenlaminite der Levees (MFB A 9, A 12), intertidale Pelsparite der Gezeitenflächen (MFB A 10, A 15), (Bio-) Mikrite der Gezeitentümpel (MFB A 3, A 5, A 6, A 8, A 18), Bio-, Oo-, Intramikrite der Gezeitenkanäle (MFB A 16, A 17), Biomikrite der Kanaldeltas (MFB A 4) und Biomikrite der benachbarten, marinen Plattform (MFB A 11).

6.2 Oberrhätische Riffkalke - Abb. 19

Für die Sedimentationsabläufe der Oberrhätischen Riffkalke ergeben sich in der regionalen Verteilung der Mikrofaziesbereiche eindeutig lokalisierbare Faziesgroßräume. Damit wird eine reale Rekonstruktion der Verteilung der sedimentären Milieus auf der subtidalen Plattform möglich (Abb. 7, 8, 19).

Die Stabilität der organogenen Strukturen und deren deterministischen Einflüsse auf die Bildungsparameter der umgebenden Sedimentationsräume, bezüglich Materialverfügbarkeit, Strömungen, Nahrungsangebot, Substrat, bestimmen deren Konstanz, die wiederum von der Größe und Dauer der Riffentwicklung abhängt.

Die Zonierungen der faziellen Räume spiegeln sich sowohl in der Gruppierung ihrer mikrofaziellen Parameter, wie auch der benachbarten Mikrofaziesbereiche wider (s. Kap. 8.2).

Biolithitfazies

Mikrofaziesbereiche B 1, B 10 - Biolithit / framestone

Brünstein- und Tatzelwurm-Riff sind Intraplattformriffe (A4 nach FLOGEL 1982b), wobei ersteres, im Süden gelegen, wesentlich größer ist ($\varnothing$ 200-300 m) und einen länger dauernden Entwicklungszeitraum beschreibt. Dadurch ist auch die faziell-regionale Konstanz seiner Nachbarendvironments deutlicher ausgeprägt.

Hauptgerüstbildner ist jeweils *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH), verstärkt durch krustenbildende Algen, Mikroproblematika und sessile Milioliden.

Mehrere Generationen von Riffhöhlensedimenten sind als Biomikrite und Pelmikrite ausgebildet.

Die kleinen Fleckenriffe ($\varnothing$ 20-30 m), die im Sedimentationsraum der Biogendetritus-Fazies wachsen, zeigen nur einen geringen Einfluß auf das umgebende Milieu.

Bahamit-Grapestone- und Oolith-Fazies

Mikrofaziesbereiche B 6, B 7, B 16, B 17, B 18, B 8, B 15

Biosparit / Oosparit / grainstone

Die riffnahen, hochenergetischen Gebiete zeichnen sich durch eine hohe Sedimentationsrate, gute bis sehr gute Sortierung, überwiegend matrixfreie Interpartikelräume und komponentengestützte Gefüge aus. Ihre regionale Verbreitung und Größe steht im deutlichen Einfluß des anschließenden Riffs. Um das Brunnsteinriff bildet sich ein Saum von ca. 1,5 km Breite, der in der Umgebung des Tatzelwurmriffs erreicht nur etwa 100-200 m.

Der Gesamtanteil der Biogene und Bioklasten ist in beiden Bereichen etwa gleich. Allerdings überwiegen im Tatzelwurmgebiet oft deutlich die Echinodermen. Die Foraminiferenverteilung zeigt hier eine geringere Diversität und Individuendichte. Im abiogenen Komponentenbestand treten hier, im Vergleich zur Brunnsteinfazies, mit Ausnahme der Oolithe, die Bahamite, Grapestones und Cortoide zurück, zugunsten eines häufigeren Erscheinens von Peloiden und Intraklasten. Das mikrofazielle Bild ist insgesamt eintöniger und weniger differenziert.

Die Oolithe der Tatzelwurmplattform entsprechen in ihrem Komponentenbestand etwa denen des Brunnsteingebietes (MFB B 15). Sie erscheinen jedoch deutlich häufiger und zeigen Sedimentstrukturen, wie Gradierung und Schrägschichtung. Die Ooide sind oft größer, mit bis zu 10 Hüllen, und auch häufiger. Die Diversität der Foraminiferen erreicht etwas höhere Werte, bei niedrigerer Individuendichte.

Für die Bildung der Oolithbarren scheinen auf dem relativ kleinen, hochenergetischen Areal des Tatzelwurmgebietes bessere Bedingungen geherrscht zu haben, als auf den breiten, dem Brunnsteinriff vorgelagerten, Karbonatsandbänken, die nur randlich einige Oolithbildungen zeigen.

Die Sedimente hochenergetischer, rifffreier Untiefen entsprechen in ihrer Ausbildung der Bahamit-Grapestone-Fazies, mit einem zum Teil hohen Anteil an Dasycladaceen und Involutinen (MFB B 18).

Biogendetritus-Fazies

Mikrofaziesbereiche B 2, B 3, B 4, B 5, B 11, B 12, B 13

Biomikrite bis Biopelmikrite / wackestones

Die Gebiete zwischen den hochenergetischen Plattformbereichen des Brunnstein- und Tatzelwurmriffs sind gekennzeichnet durch geringere Sedimentationsraten in einem niederenergetischen Milieu.

Ihre mikrofaziellen Parameter sind bestimmt durch ein matrix-gestütztes Gefüge (wackestones) mit hoher biogener Diversität, schlechter Sortierung, einem oft hohen Anteil an Algenkrusten und Kalkalgen, einer mittleren bis hohen Foraminiferendiversität und Individuendichte, sowie mitunter durch allochthone Komponenten der Bahamit-Grapestone-Fazies.

Variationen der Biogendetritus-Fazies bestimmen nach dem Tieferlegen der Plattform und dem Absterben der Riffe den gesamten Plattformbereich (MFB B 9, B 19, B 20).

Die Vielfalt des Biogengehaltes reduziert sich deutlich. Den Hauptanteil übernehmen Foraminiferen und Echinodermenbruchstücke, der mikritische Matrixanteil überwiegt, bis zur Entwicklung reiner Mikrite und Pelmikrite.

Nach Abschluß der Riffentwicklungen ändert sich somit auch klar das sedimentäre und palökologische Milieu. Der Energieindex verringert sich, textuelle Inversionen fehlen. Das Environment bietet nur mehr wenigen Biogenen (Textularien, Involutinen, Echinodermen) günstige Bedingungen.

Die Sedimente des obersten Rhät vermitteln so schon zu den folgenden Entwicklungen des Lias, die sich durch eine verstärkte Betonung einiger biogener Komponenten in mikritischer Grundmasse auszeichnen.

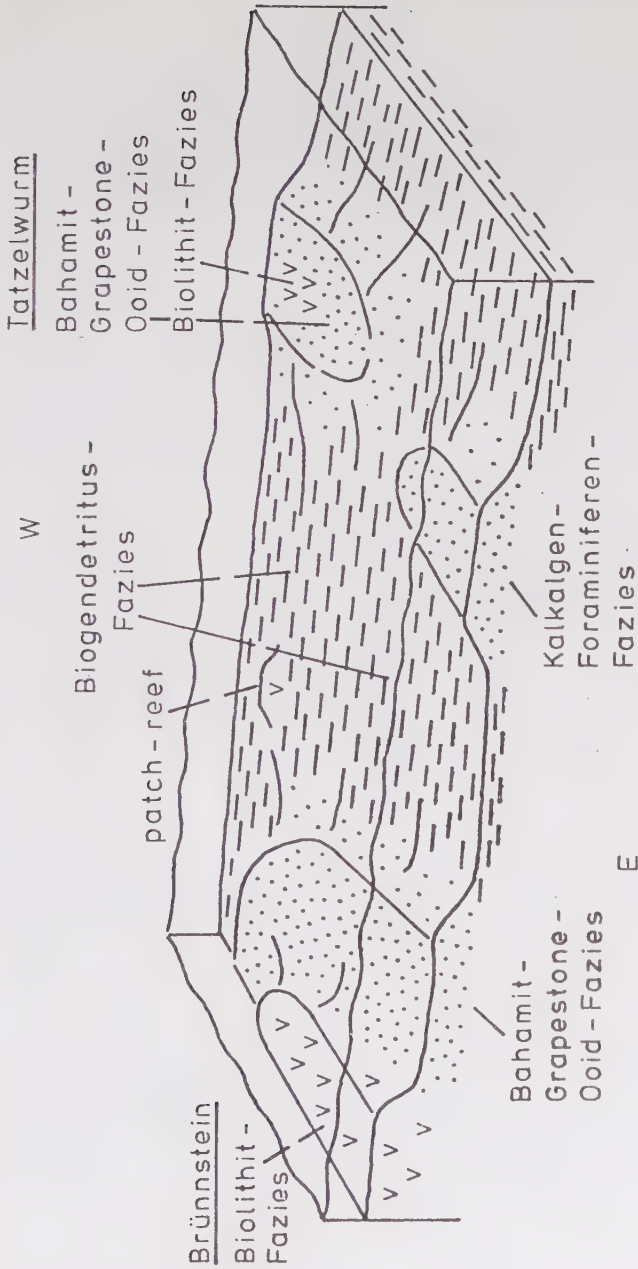


Abb. 19. Environment-Rekonstruktion (Blockbild) der Oberrhätischen Rifffalke und relative Lage der Faziesgroßgruppen. Die östlichen und westlichen Blockbildränder entsprechen den Faziesprofilen von Abb. 8 und Abb. 7.

6.3 Lias-Schwellenfazies - Abb. 20

Mikrofaziesbereiche C 1 - C 5

Biomikrite bis Biopelmikrite / wacke- bis packstones

Die Lias-Schwellenfazies (Bunte Cephalopodenkalke, Adneter Kalke, Hierlatzkalke, Kieselkalke) zeichnet sich durch geringe Sedimentationsraten in einem tieferen, ruhigen Ablagerungsmilieu aus.

Neben einigen Gastropoden, Ammoniten, Filamenten, Foraminiferen und Ostracoden, wird der eintönige biogene Bestand durch Echinodermen- und Schwammrasenbildungen geprägt, deren Bioklasten zudem oft sekundär angereichert sind und gesteinsbildende Häufigkeiten erreichen können. Der Matrixanteil ist überwiegend mikritisch, selten mikrosparitisch rekristallisiert.

Im Foraminiferenspektrum zeigt sich deutlich das restriktive Milieu, mit geringer Artenvielfalt, bei mitunter hoher Individuendichte, die jedoch im allgemeinen deutlich unter der in den Oberrhätischen Riffkalken liegt. Vorherrschend sind Milioliden und Lageniden, daneben finden sich auch Involutinen. Im tieferen Teil des Lias erscheinen noch, in Vermittlung zur rhätischen Fazies, die dort am stärksten vertretenen Textularien.

Die oft intensive Rotfärbung der Lias-Sedimente setzt mitunter schon in Bereichen des obersten Rhät ein. In nicht Spicula- bzw. Echinodermen- bestimmten Biomikriten kann es zur Bildung von sedimentinternen, allseitig angelösten Knollen kommen (s. Kap. 7.3).

Beschreibungen der sedimentären und auch diagenetischen Milieus, besonders der Rotkalke des Lias, mit entsprechenden Bildungsmodellen, finden sich in HOLLMANN (1962, 1964), HALLAM (1967), WENDT (1970), JENKYNS (1974), BERNOULLI & JENKYNS (1974) und FARINACCI *et al.* (1981).

Lias Schwellenfazies

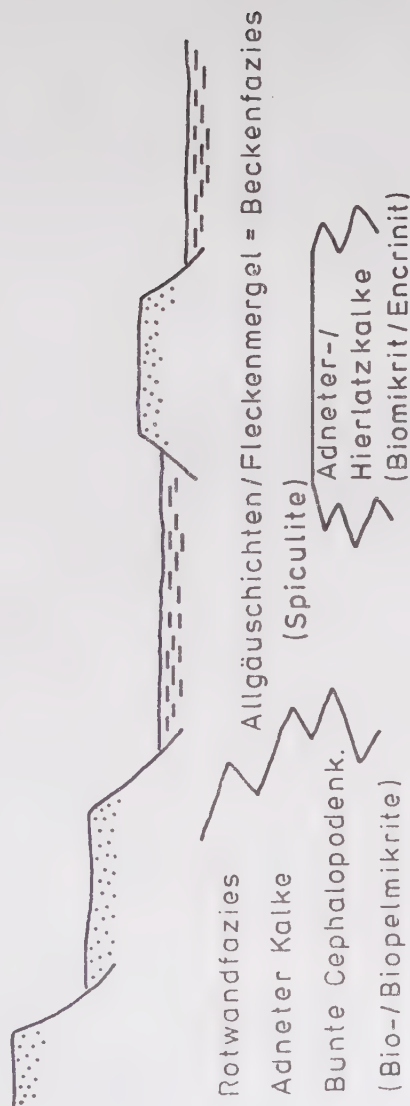
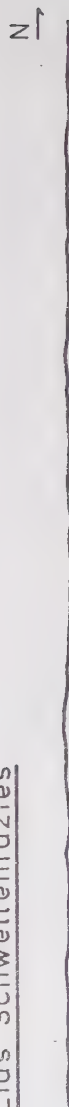


Abb. 20. Environment-Rekonstruktion der Lias-Schwellen- und Beckenfazies. Die lithologischen Einheiten der Schwellenfazies (von Liegenden zum Hangenden: Bunte Cephalopodenkalke, Adneter-/Hierlatzkalke, Rotwandfazies) erscheinen vollständig nur im südlichsten Teil des Ablagerungsraumes und verzahnen sich gegen Norden mit den Fleckenkalken und -mergeln der Allgäuschichten (Beckenfazies). Im unteren Lias treten hier noch Anteile der Lias-Rotkalke (Schwellenfazies) auf.

7 DIAGENESE

Für die einzelnen Stadien der Plattformentwicklung (Tidale Fazies - Abb. 21, Subtidale Fazies - Abb. 22, Schwellenfazies - Abb. 23) werden im folgenden die Vorgänge und Mechanismen der diagenetischen Entwicklung in den beschriebenen Subenviroments aufgezeigt. Hierbei wird besonders auf die zeitliche Folge und Wechselwirkung der frühdia-genetische wirksamen Parameter geachtet (Bioturbation, Mikritisierung, krypto- und mikrokristalline Zemente, aciculare Zemente, Sedimentkonsolidierung, Aragonitlösung).

7.1 Tidale Fazies

Das Ablagerungsmilieu der tidalen Fazies ist von stark wechselnden Parametern bestimmt. Einmal aufgrund der hohen regionalen Instabilität der Environments, die in einer raschen zeitlichen Variation der Lage der Gezeitenkanäle ihren Ausdruck findet. Zum anderen durch die regelmäßige subaerische Exposition weiter Teile der Gezeitenflächen, die zu einer hohen Anreicherung der Ionenkonzentrationen, bei gleichzeitiger CO_2 -Abgabe, führt. Der Einfluß von Frischwasser hat, da ein direktes Hinterland fehlt, wohl nur gelegentlich eine Wirkung. Somit kann man den frühdia-genetisch wirksamen, oberflächennahen Bereich dem hypersalinen-aragonitischen Feld (LOGAN 1974) zuordnen. Dies bedeutet im rezenten Beispiel, daß der Haupteffekt der Frühdia-genese in Zementationsprozessen liegt (LOGAN 1974), wobei diese besonders durch die Fällung von acicularem Aragonit im intergranularen Porenraum erfolgt. Dazu kommen krypto- und mikrokristalline Aragonitzemente, sowie die Bildung von Fenstergefügen und Peloiden.

Frühdia-genetische Dolomitbildung, die in Koexistenz mit Aragonitrekristallisationen in der marin phreatisch-vadosen Mischzone zu finden ist (SHINN et al. 1956, LAND 1973, LONGMAN 1980) scheint an einen hohen Frischwassergehalt gebunden zu sein (BADIOZAMANI 1973). Frühdia-genetische Dolomite erscheinen nur sehr untergeordnet in den tidalen Sedimenten der rhätischen Plattform, gebunden an supratidale Algenmatten.

Eine sehr rasche, frühdiagenetische Verfestigung der Sedimente in allen Zonen der tidalen Plattform ist gegeben. Die oft deutlichen inter- und intragranularen A-Zementsäume, die in ihrer Form mikrokristallinen und acicularen Aragoniten entsprechen, die im allgemeinen sehr gute Umrißerhaltung gelöster, primärer Aragonitschaler, sowie fehlende Kompaktionserscheinungen sollen dies belegen.

Die gute Umrißerhaltung der rekristallisierten Involutinen und die meist fehlenden Mikritfüllungen ihrer Umgänge kann als zusätzliches Kennzeichen für eine rasche Sedimentverfestigung vor der Aragonitlösung angesehen werden. Die Lösung des Aragonits ist vollständig und läßt keine primären Strukturen mehr erkennen.

Die Mischung von Porenwässern mit unterschiedlichen Ionenkonzentrationen kann zu raschen Wechseln von Aragonitfällungs- zu Aragonitlösungsreaktionen führen (RUNNELS 1969). Lösungsphasen liefern einen erhöhten Ionenanteil in den porenwassergefüllten Interpartikelraum.

Mikrobielle Aktivitäten spielen bei der frühen krypto- und mikrokristallinen Aragonitfällung eine wesentliche Rolle. Besonders in den supra- und intertidalen Zonen ist ein hohes Maß an Bakterien- und Algentätigkeit bei der Sedimentbildung und Umwandlung beteiligt. Die anorganische und biochemische Steuerung des Milieus führt in den Algenlaminiten zu einer raschen, kryptokristallinen Zementation. In den intertidalen Bereichen verursachen intensive Mikritisierungsvorgänge die hohe Peloidbildung.

Intragranulare Lösungsporen enthalten nur selten einige mikrokristalline Aragonitzemente, überwiegend granulare, kalzitische Orthosparite. Primäre Poren sind mit deutlicheren mikrokristallinen bis acicularen Aragonitzementen gesäumt. Dies weist darauf hin, daß die sekundäre Hohlraumbildung mitunter noch während, meist jedoch erst nach der frühen Aragonitzementation und Sedimentkonsolidierung erfolgte.

7.1.1 Supratidale Algenmatten

Kryptoalgengefüge (AITKEN 1967) charakterisieren Sedimente, die durch die Wirkung sedimentbindender und sedimentfällender Aktivitäten von Blaugrünalgen (Cyanobakterien, STAINIER et al. 1977, TRUDINGER et al. 1979) entstanden sind.

Die biochemisch gesteuerte Milieuveränderung spielt bei der frühen Lithifikation dieser Sedimente eine wichtige Rolle (PRATT 1979). Unterstützt wird die frühe Verfestigung durch chemische Parameter des hypersalinen Milieus, wie hohen pH-Werten, CO_2 -Entzug (durch erhöhte Temperatur, wie auch durch die Photosynthese), mit entsprechend resultierender CaCO_3 -Übersättigung. Zudem sind die assoziierten mikrobiellen Ökosysteme, d.h. die begleitende Bakterienflora, an der Karbonatfällung beteiligt (KRUMBEIN 1979).

Die krypto- bis mikrokristalline Ausbildung der Aragonit-zemente resultiert aus der schnellen Kristallisationsrate. Dolomitekristalle sind überwiegend an die Kryptoalgenstrukturen gebunden und weniger in den karbonatischen Zwischenlagen zu finden (Taf. 4/2). Dies zeigt eine primäre Kontrolle der Algen und Bakterien über die Magnesiumverteilung im Sediment (GEBELEIN & HOFFMAN 1973). Die Aragonit-Dolomit-Koexistenz und Transformation ist ein Phänomen tidal-supratidaler Gezeitenflächen (LOGAN 1974, SHINN & GINSBURG 1964, SHINN et al. 1965).

Typisch für diese Sedimente sind auch Fensterporen (birds-eyes, HAM 1952), die in den Zwischenräumen der Algenmatten durch Austrocknungs- und Entgasungsprozesse entstehen (CLOUD 1960, FISCHER 1964, SHINN 1968). Sie enthalten nur selten mikrokristalline A-Zemente. Ihre Zementation erfolgte überwiegend in einer späteren Diagenese-phase über kalzitische, granulare Orthosparite.

7.1.2 Intertidale Pelsparite

Das hypersaline Milieu ist hier einer größeren Variation durch die Wirkung der Gezeitenströme ausgesetzt, die auch den aktiven Porenwassertransfer in den obersten Sedimentlagen forcieren.

Charakteristisch für diese Sedimente sind hohe mikrobielle Aktivitäten, die zur Bildung von peloidischen, strukturlosen Komponenten kleiner Größe (50-100 μm) durch intensive Mikritisierungen führen. LOGAN (1974) beschreibt die Peloidbildung als wichtigen diagenetischen Prozeß der Gezeitenflächen.

Die Peloiden werden einmal durch die Fällung von kryptokristallinem Aragonit im Bereich der Algen/Bakterienmatten gebildet (Algenpeloiden, MONTY 1967, FRIEDMAN et al. 1973). Wichtiger sind für uns jedoch auch außerhalb von Algenmatten beobachtete intensive Rekristallisationserscheinungen von primären Karbonaten zu dichtem, kryptokristallinem Aragonit bzw. Mg-Kalzit. Das gesamte, gut gerundete, sortierte und zerkleinerte Ausgangsmaterial ist davon betroffen. Die primären Mikrostrukturen werden durch bohrenden Organismen zerstört und die intragranularen Hohlräume kryptokristallin zementiert (Pelletoiden, BLATT et al. 1972). Es bleiben so nur noch Faksimileformen ursprünglicher Ooide, Lithoklasten und Bioklasten zurück. Strukturelikte primärer Anlagerungsgefüge (z.B. Ooidhüllen) sind nur noch selten auszumachen (Taf. 4/4).

Dadurch ist die primäre Zusammensetzung der intertidalen Sedimente im vorliegenden Material kaum noch rekonstruierbar und der hohe Anteil an Peloiden zu erklären. Am besten erhalten blieben Ostracodenschalen und die agglutinierten Gehäusewände der Textularien, die allgemein eine hohe Resistenz gegenüber diagenetischen Veränderungen zeigen.

Die frühe Fällung mikrokristalliner Zemente in den Pelspariten wird außerhalb der Algenmatten hauptsächlich durch die Evaporation der interstitiellen Porenwässer während der Niedrigwasserstände gesteuert. Eine frühe Lithifikation des Sedimentes

ist angezeigt. Die Zone der frühen A-Zementbildung liegt im oberflächennahen Bereich, bei nur geringer Sedimentüberdeckung.

Die Resthohlräume werden von feingranularen (50-200 μm) Orhtospariten gefüllt, die meist eine deutliche Grenze zu den A-Zementen zeigen. Ihr Bildungsbereich liegt in der schon tieferen Zone der Kalzitfällung, bei nur mehr geringem Porenwassertransfer.

7.1.3 Gezeitentümpel

Die Mikrite und Biomikrite der Gezeitentümpel liefern nur wenige Hinweise zur Rekonstruktion der Diagenesevorgänge. Das Milieu liegt überwiegend unterhalb der Gezeitenströme und wird nur durch Sturmereignisse höherenergetisch beeinflusst (SHINN et al. 1969). Bodenströmungen sind in den meist abgeschnürten Tümpeln zu vernachlässigen. Bodenwässer sind jedoch gut durchlüftet, Temperatur und Salinität relativ konstant (LOGAN 1974). Die Sedimentationsrate ist niedrig und die Sedimente bleiben so meist lange im Oberflächenkontakt.

Zementation und Bioturbation sind die wichtigsten frühdiagenetischen Mechanismen. Ihr Zusammenwirken verursacht oft inhomogene Zementationsmuster, so daß fleckenhaft konsolidierte neben noch unverfestigten Bereichen bestehen.

Im vorliegenden Material sind mikrokristalline Zemente in einigen primären Intrapartikelporen ausgebildet. Die Umrißstrukturen gelöster, primär aragonitischer Bioklasten sind sehr gut erhalten. Die sekundären Lösungshohlräume zeigen noch mikrokristalline A-Zementsäume. Die frühe Matrixverfestigung über krypto- bis mikrokristalline Zemente entspricht dem tidalen Lithifikationsschema. Die Aragonitlösung erfolgte noch im Bereich der frühdiagenetischen Zementation.

Die Resthohlräume sind mit feingranularen (50-300 μm) Orthospariten gefüllt. Im Stabilitätsfeld der Kalzitbildung, bei

geringen Mg-Konzentrationen, niedriger Temperatur und schon geringem Porenwassertransfer, erfolgt die Aragonit- bzw. Mg-Kalzit - Kalzit-Transformation als kornvergrößernde Rekristallisation der Matrix, d.h. Bildung von kalzitischem Mikrospatit.

Gelöste Mg-Ionen können zur langsamen, spätdiagenetischen Dolomitisierung beitragen, die ein nur geringes Mg/Ca-Ionenverhältnis im Porenwasser benötigt (USDOWSKY 1967, FOCHTBAUER et al. 1977), allerdings einen großen Lösungsdurchsatz erfordert.

7.1.4 Gezeitenkanäle und subtidale Plattform

In Ruhigwasserbereichen mit Bio- und Oomikriten entsprechen die Diageneseprozesse denen in den Gezeitentümpeln. Mikrobielle Aktivitäten führen zum Teil zu deutlichen Mikritsäumen, besonders an Schalenbruchstücken, und bewirken zum anderen im Zusammenspiel mit dem CaCO_3 -übersättigten Milieu eine rasche Sedimentkonsolidierung.

Die sehr gute Umrißerhaltung der primär aragonitischen Komponenten weist auf eine Aragonitlösung nach der frühen Lithifikation des Sedimentes. Interne Strukturen von Ooiden, Bivalvenschalen und Involutinen sind meist vollständig rekristallisiert, nur Ooidkerne und einige Mikritfüllungen der äußeren 1-2 Umgänge der Involutinen bleiben erhalten. Die internen Lösungshohlräume werden mitunter noch von mikrokristallinen A-Zementen gesäumt. Die Aragonitlösung erfolgte während und besonders nach der Phase der frühen Sedimentkonsolidierung.

Die Resthohlräume sind mit granularen bis grobgranularen (bis 400 μm) Kalzitkristallen zementiert. Matrixrekristallisationen transformieren die kryptokristallinen Aragonite und Mg-Kalzite in mikrokristalline Kalzitkristalle (aggrading neomorphism). Spätdiagenetische Dolomitisierungen können auftreten.

7.1.5 Gezeitendeltas

Die chaotischen Sedimente der subtidalen Plattform bzw. der Kanäle sind in ihrer frühdiagenetischen Entwicklung besonders durch mehrere Stadien der Aragonitfällung charakterisiert.

Kryptokristalline Aragonit- bzw. Mg-Kalzitemente bilden mikritische Krusten um die Komponenten. Die Mikritsäume weisen auf eine hohe mikrobielle Aktivität bohrender und strukturerzetzender Organismen (BATHURST 1966, GOLUBIĆ et al. 1975, ROONEY & PERKINS 1972, GOLUBIĆ et al. 1979). Bohrende Aktivitäten können von Bakterien, Cyanobakterien, Algen und Pilzen ausgehen (FRIEDMAN et al. 1971). Die Zementation der Bohrgänge erfolgt besonders über kryptokristalline Aragonite (ILLING 1954, KENDALL & SKIPWITH 1969). Daneben können auch Mg-Kalzite auftreten (WINLAND 1968). Eine Abhängigkeit von der angebohrten Schalenmineralogie ist von PURDY (1968) beobachtet worden.

Die Steuerung der Karbonatfällung erfolgt über metabolische Reaktionen der beteiligten Mikroorganismen (LLOYD 1971, KENDALL & SKIPWITH 1969, KRUMBEIN 1979) bzw. über monomere und anorganische Produkte des organischen Zerfalls (PURDY 1968), der wiederum bakteriengesteuert abläuft (GREENFIELD 1963). Die Komplexität der Vorgänge der Biopolymerisation, der bakteriellen Monomerenbildung und des Zersatzes in anorganische Reaktionsprodukte und der Geopolymerisation sind in ihren Wirkungen auf die Diageneseabläufe noch kaum erschlossen (WELTE 1973, BERNER 1980). Einige Einflüsse von organischen Substanzen auf die Steuerung der Karbonatlösung und Karbonatfällung, besonders der frühen Keimbildung, sind nachgewiesen worden (SUESS 1970, 1973, JACKSON & BISCHOFF 1971, MITTERER 1971, 1972).

Nicht zu vernachlässigen sind die milieukontrollierten Parameter des tidalen Bereichs. ALEXANDERSSON (1972a,b) sieht die intragranuläre Fällung von Aragonit und Mg-Kalzit in den Bohrgängen in Abhängigkeit von der CaCO_3 -Sättigung des umgebenden Meerwassers. Das gemeinhin übersättigte Milieu unseres tidalen Raumes begünstigt die rasche Aragonitfällung, die über den Mikritisierungssäumen in einer zweiten Zementationsphase mikro-

kristalline A_1 -Zementsäume aufbaut. Diesen folgen breite (70-130 μm) A_2 -Zementsäume, die aus acicularen Aragonitkristallen bestehen. Die frühdiagenetische Aragonitzementation entspricht sehr gut den rezenten Äquivalenten der sublitoralen Plattform-sedimente ("skeletal-fragment grainstone") bei LOGAN (1974).

Nach der mikrobiell gesteuerten und durch hohen Porenwasser-austausch aus CaCO_3 -übersättigtem Milieu unterstützten, raschen krypto- und mikrokristallinen Zementation, ist für die Bildung der acicularen Zemente eine verringerte Kristallwachstumsrate gegeben. Die Limitierung der Aragonitfällungsrate in den schon vorkonsolidierten Sedimenten erfolgt durch eine Reduzierung des Porenwassertransfers und geringere Ionenaustauschprozesse mit dem Oberflächenwasser.

Einseitig zerbrochene Schalenfragmente, deren Bruchstellen von acicularen A_2 -Zementen überwachsen sind, sowie mikrokristalline bis fibröse A-Zemente in internen Lösungshohlräumen weisen auf eine Aragonitlösung noch vor oder während der Bildung der acicularen Zemente.

Da um kalzitische Schalenbruchstücke, die meist nicht mikritisiert sind, nur wenige fibröse A-Zemente ausgebildet sind, wird die starke aciculare Zementbildung wohl durch die krypto- und mikrokristallinen Vorstufen geprägt.

Intergranulare Resthohlräume sind mit granularen Orthospariten gefüllt. Primäre Matrixanteile wurden im Laufe der Aragonit-Kalzit-Transformation mikrokristallin bis pseudosparitisch rekristallisiert.

7.1.6 Coquinas / Tempestite

Die Schill-Tempestite wurden in Ruhigwasserzonen der Kanäle oder benachbarten, marinen Gebiete abgelagert. Ihre diagenetische Entwicklung entspricht diesen Bereichen.

Die Unrißstrukturen der Bioklasten sind sehr gut erhalten. Eine frühe Sedimentkonsolidierung der mikritischen Matrix durch kryptokristalline Aragonit- bzw. Mg-Kalzit-Zemente ist angezeigt.

Die Aragonitlösung von Bioklasten erfolgte während oder nach der frühen Lithifikationsphase.

Primäre Schirmporen werden nur von wenigen mikrokristallinen A-Zementen randlich belegt. Struktur und Ausbildung mikrokristalliner A-Zemente in den sekundären Lösungs-poren entspricht denen der Schirmporen.

Die Ausbildung von schwachen Mikritrinden um die Schalenbruchstücke weist auf mikrobielle Aktivitäten geringer Intensität und Dauer.

Die Resthohlräume sind mit granularen (um 200 μm) Orthospariten gefüllt. Die Matrix ist nur partiell mikrosparitisch rekristallisiert.

Tidale Fazies

aktive, marin - phreatische Mischzone

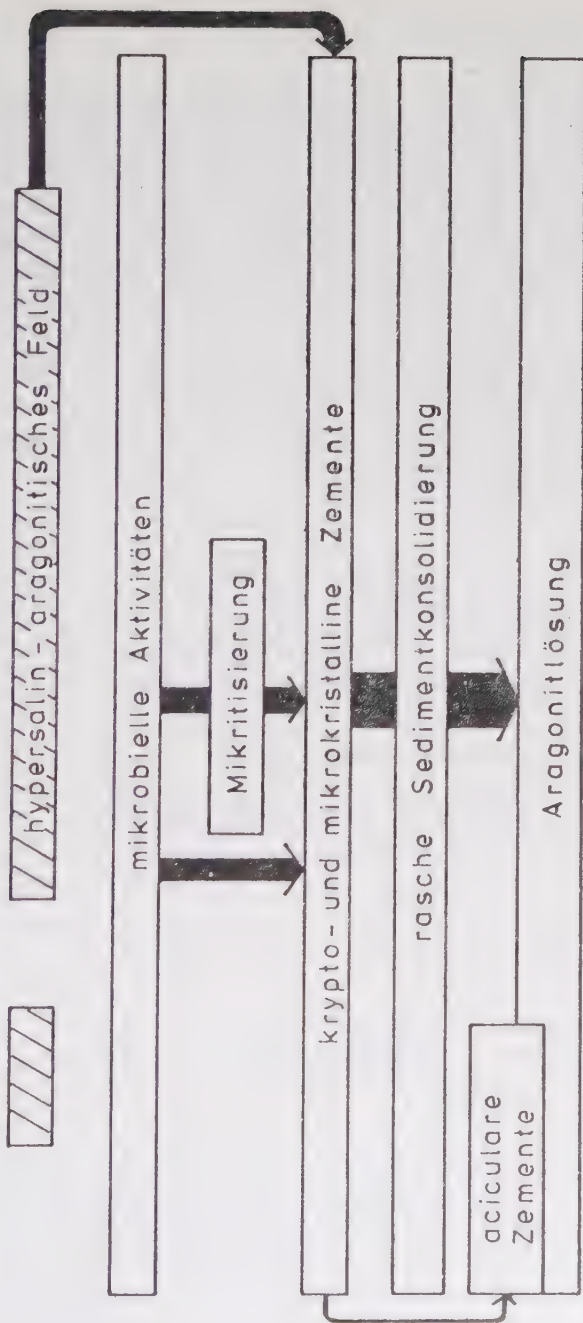


Abb. 21. Relativer Zeitablauf und räumliche Verteilung von Diagenesevorgängen: Frühdiagenetische Entwicklung in den tidalen Sedimenten der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät.

7.2 Subtidale Fazies

Eine aktiv marin-phreatische Zone (LONGMAN 1980) mit hohem Porenwasseraustausch ist angezeigt. Einen wesentlichen Anteil am frühdiagenetischen Geschehen haben auch hier mikrobielle Aktivitäten durch Bakterien und Algen. Sie bewirken besonders in den zentralen Riffarealen und in den hochenergetischen, benachbarten Karbonatsanden intensive Mikritisierungsvorgänge und mikritische Anlagerungsgefüge durch kryptokristalline Mg-Kalzit- und Aragonit-Zemente. In der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies wird dadurch die Bildung von Aggregatkörnern, Ooiden und Bahamiten gewährleistet. Die frühe mikrokristalline A-Zementbildung ist besonders an kryptokristalline, syngene-tische Zementationen (Mikritisierung) gebunden.

In den Oolithen können während der frühen Phase der Konsolidierung durch A-Zemente, im diagenetisch aktiven Milieu, submarine Meniskussedimente angelagert werden, die relativ rasch in kryptokristalline Zementationsvorgänge überleiten und eine Reduzierung des Porenvolumens bewirken.

In den matrixbestimmten Biomikriten der niederenergetischen Fazies verlagern sich die mikrobiellen Wirkungen in erster Linie auf die mikritische Grundmasse und kleine Partikel. Eine rasche Matrixkonsolidierung mit zum Teil hoher Peloidbildung ist angezeigt, jedoch nur geringe Mikritisierungen an größeren Bioklasten, die eher durch onkoidische Algenumkrustungen ausgezeichnet sind.

Die Lösung primär aragonitischer Bioklasten erfolgt meist während der frühen Sedimentkonsolidierung, oft noch vor Abschluß der A-Zementbildung.

Die Füllung der Resthohlräume ist durch granulare bis grobgranulare Orthosparite gegeben. Matrixrekristallisationen mit einer Mikrospartitbildung treten im Zuge der Aragonit-bzw. Mg-Kalzit - Kalzit Transformation auf.

7.2.1 Biolithit-Fazies

Die frühdiagenetische Entwicklung innerhalb der zentralen Riffareale erfolgte im normal-marinen, subtidalen Milieu der aktiv marin-phreatischen Zone mit hohem Porenwasseraustausch.

Die erste Verfestigungsphase der organogenen Gerüststrukturen lief syngedimentär durch Besiedelung mit krustenbildenden Organismen ab.

Der Einfluß von Algen und Bakterien steuert in der frühen Phase der Veränderungen durch Mikritisierungsprozesse und nachfolgende, erste kryptokristalline Zementbildungen die diagenetische Entwicklung. Dadurch werden Struktur- und Umrißerhaltung von Biogenen gewährleistet.

Eine zweite Phase der frühdiagenetischen Zementation ist gekennzeichnet durch mikrokristalline bis aciculare Zemente, die in den intrabiogenen Porenräumen der Korallen, sowie in den interbiogenen Riffhöhlen auftreten. Die fibrösen Zemente bilden sich besonders über kryptokristallinen Zementen der Mikritisierungsphase.

Die Bildung der Riffhöhlensedimente erfolgte in mehreren Stufen, gleichzeitig und in Wechselwirkung mit den oben beschriebenen Zementationsvorgängen.

Ihre mikritische Matrix dürfte sowohl aus extern eingeschwemmten bzw. internen, feinklastischen bis mikrokristallinen Zerfallsprodukten, als auch aus frühdiagenetischen, mikrokristallinen Aragonit- bzw. Mg-Kalzit-Anteilen bestehen.

Der oft hohe Peloidgehalt kann aus den frühen und raschen Zementationsbildungen abgeleitet werden, deren kryptokristalline Anteile sich oft fleckenhaft verteilen (mikritische Mg-Kalzit-Cluster, LAND & GOREAU 1970, MACINTYRE 1977).

Die Riffhöhlensedimente sind oft durch Kryptoalgengefüge, sessile Mikroproblematika und Foraminiferen unterbrochen.

Während der frühen Zementationsphase der Bildung und Verfestigung von Riffhöhlensedimenten sind in hohem Maß biochemische Prozesse beteiligt, die besonders den CO_2 -Entzug durch die Photosynthese und die damit erhöhte CaCO_3 -Sättigung betreffen. Isotopenanalysen (O^{18} , C^{13}) aus rhätischen und devonischen Riffkalken belegen ein vorherrschen von organischen Aktivitäten bei der Bildung der ersten Aragonitzemente (MIRSAL & ZANKL 1979).

Die Resthohlräume werden mit granularen (100-300 μm) Orthospinitkristallen gefüllt. Die blockigen Kalzitkristalle werden in einer Phase mit geringem Porenwassertransfer aus ionenarmen Lösungen gefällt, bei geringer Kristallisationsrate.

Neomorphe Prozesse der Kristallvergrößerung der mikritischen Matrix und bei Foraminiferengehäusen ("Miliolideneffekt", Taf. 5/2) treten auf.

Noch vor der kalzitischen Fällung in den Resthohlräumen kann es, besonders in den Fleckenriffen, zu Kompaktionerscheinungen kommen, die durch ein Zerschneiden der Korallenkelche eine deutliche Volumenreduzierung des Sedimentes bewirken.

7.2.2 Bahamit-Grapestone-Fazies

Ihr Bildungsmilieu liegt im riffnahen, hochenergetischen Milieu. Die Komponenten sind gut gerundet und gut bis sehr gut sortiert, das Gefüge ist komponentengestützt.

Ein hoher Porenwassertransfer bestimmt die obersten Sedimentbereiche. Ihre frühdiagenetische Entwicklung liegt in einer aktiv marin-phreatischen Zone eines normal-marinen Milieus.

Eine hohe mikrobielle Aktivität ist durch intensive Mikritisierungsvorgänge angezeigt. Die erste Zementationsphase läuft über die rasche Bildung kryptokristalliner Aragonit- bzw. Mg-Kalzit-Zemente in den Bohrgängen. Die Mikritisierung erfaßt Komponenten oft vollständig (Bahamite, BEALES 1958), meist werden unterschiedlich dicke Mikritsäume (30-400 μm) gebildet.

Von der Mikritisierung sind auch interne Hohlräume von Biogenen, wie z.B. die Kammerlumina von Foraminiferen, betroffen. Bei primär aragonitischen Bioklasten bleiben die Mikritsäume und somit die Umrißstrukturen von Gehäuse und Kammern trotz nachfolgender diagenetischer Aragonitlösung erkennbar. Da bei Involutinen die Mikritisierung des Deuterolocus von außen nach innen fortschreitet (PILLER 1978), kann die erreichte Zahl der mikritisierten Windungsquerschnitte als Indikator für die Intensität und Dauer der Mikritisierung gewertet werden und somit als Anzeiger für die frühdiagenetische Entwicklung im Sediment (SCHOTT 1983).

Die Ablagerungen im Bereich des Brünsteinriffs, mit einer höheren Akkumulationsrate als die nördlichen, hochenergetischen Bereiche, zeigen meist geringere Mikritisierungsraten. Man kann davon ausgehen, daß sie schneller überdeckt und konsolidiert wurden. Ein weiteres Kriterium dafür ist die geringere Zahl von Ooidhüllen in den Oolithen der Brünsteinplattform. Da die Ooidkerne, wie auch ihre Hüllen, meist randlich, die Kerne oft vollständig, mikritisiert sind, liefen Mikritisierung und Aragonitfällung der ooidischen Hüllen wechselseitig im synsedimentären Stadium ab. Dies gilt sicher auch für die Bildung der Grapestones und Lumps, die durch intragranulare, mikritische Aragonitzemente ausgezeichnet sind (ILLING 1954, PURDY 1963, BATHURST 1975). Die frühe Lithifikation des Sedimentes erfolgte über radial-fibröse A-Zementsäume (10-70 μm).

Die Umrisse der primär aragonitischen Komponenten sind meist gut erhalten, mitunter jedoch auch verdrückt oder zerbrochen. In den nördlichen Plattformbereichen sind unregelmäßige Bruchstellen an Biogenen (Involutinen, Bivalven) noch mit A-Zementen überzogen. Die Aragonitlösung der Bioklasten erfolgte meist während oder nach der frühen Sedimentkonsolidierung. In den nördlichen Bereichen können auch Kennzeichen für eine Aragonitlösung noch vor und während der ersten Sedimentverfestigung gefunden werden. Die meisten der sekundären Lösungshohlräume enthalten intern mikrokristalline bis fibröse A-Zemente. Die weitere Verfestigung lief über eine langsame, intergranulare Fällung von Kalzit, der als granularer Blockzement (30-200 μm Orthosparite) ausgebildet ist.

7.2.3 Oolith-Fazies

Entsprechend der benachbarten Bahamit-Grapestone-Fazies werden die synsedimentär-frühdiagenetischen Bildungsbedingungen im hochenergetischen Milieu der Oolithdünen besonders durch mikrobielle Prozesse gesteuert. Eine intensive Mikritisierung der Komponenten ist zu beobachten. Ein Großteil der Ooidkerne ist randlich bis vollständig mikritisiert. Die Ooidhüllen zeigen meist randlich dünne Mikritsäume, die relativ schnell von der nächsten Aragonithülle bedeckt wurden.

Die Verweildauer der Ooide im synsedimentären Milieu dürfte besonders in den nördlichen Bildungsregionen relativ lange gewesen sein. Die Gesamtfläche der Hüllen ist hier im allgemeinen größer als die des Kerns (Abb. 5). Die Anzahl der ooidischen Hüllen beschreibt bis zu zehn Bildungsphasen. Die mikrobiellen Aktivitäten der mikritisierten Oberflächen scheinen auch hier, wie bei den frühen A-Zementen, die Bildung der nächsten Ooidhülle zu initiieren (TRICHET 1969, SUESS & FUETTERER 1972, FABRICIUS 1977).

Als bemerkenswerte Besonderheit erscheinen in den Oolithen der Tatzelwurmplattform in den komponentengestützten Gefügen Meniskuszemente (Taf. 9 und 10). Sie bilden sich eindeutig nach der frühen Sedimentkonsolidierung, während der ersten Phase der Aragonitzementbildung. Die etwa 30-50 μm breiten A-Zementsäume werden von fleckenhaft verteilten, mikrokristallinen Aragonit- bzw. Mg-Kalzit-Zementen umgeben. Sie finden sich meist an Körnern, besonders in Kornkontakten, können jedoch auch den ganzen Interpartikelraum füllen. In orientierten Schliffen sind sie besonders häufig im oberen Teil von Komponenten-zwickeln zu finden. Sie werden oft von einer weiteren Generation von mikrokristallinen bis fibrösen A-Zementen bedeckt.

Ihr Erscheinungsbild entspricht dem der Meniskuszemente in den Oolithen des Blake Plateaus bei ENOS & FREEMAN (1978). Diese Autoren ordnen den Bildungsmechanismus dem Bereich der subaerischen Diagenese zu. Bei unseren Meniskuszementen handelt es sich jedoch sicher um submarine Bildungen im aktiv marin-phreatischen Milieu.

Folgende Kriterien sollen dies belegen:

1. Alle unter und über den Meniskuszementen auftretenden Zementtypen entsprechen submarinen Zementen.
2. Das Wachstum der überlagerten A-Zemente kommt zum Stillstand, nicht aber das der benachbarten A-Zemente (Taf. 9/3, 10/1).
3. Es sind keine Anlösungen an Zementen oder Komponenten zu beobachten.
4. Verschiedene Generationen von Meniskuszementen werden von submarinen A-Zementsäumen getrennt.
5. Mikritisierungen können direkt nach der Bildung der Meniskuszemente stattfinden, wie auch erneute A-Zementbildungen.

Zudem sind auch in den umgebenden Sedimenten keine Anzeichen für eine subaerische Exposition festzustellen. Nach der morphologischen Ausbildung der Meniskuszemente und ihrem submarinen Charakter wird folgender Bildungsmechanismus vorgeschlagen:

1. Während der diagenetisch aktiven Phase der frühen A-Zementbildung, die sich bei nur geringer Sedimentüberdeckung durch einen hohen Porenwassertransfer auszeichnet, wird ein unterschiedlich hoher Anteil an Mikritsuspension mit dem Porenwasser zugeführt.
2. Die suspendierten Partikel lagern sich gravitativ in geschützten Bereichen der interstitiellen Porenräume ab. Ein Teil wird durch Adsorption an die A-Zementkrusten gebunden.
3. Die hohe Oberflächenenergie der kryptokristallinen Partikel bewirkt im karbonatübersättigten Milieu des Porenwassers ein rasches Einsetzen der Mikritzementation, die eine weitere Anlagerung von mikritischer Suspension bzw. ihr Weiterwachsen begünstigt.
4. Durch die deutliche Reduzierung des freien Porenvolumens wird auch der Ionentransfer in der Lösung verringert. Die neu einsetzende A-Zementbildung erreicht nicht mehr das Ausmaß der ersten Zementationsphase.

Die verbliebenen Resthohlräume wurden spätdiagenetisch mit granularen bis grobgranularen (bis 1 mm Kalzitkristalle) Orthospariten gefüllt.

7.2.4 Biogendetritus-Fazies

Der niederenergetische Bereich zwischen den hochenergetischen Zonen der Bahamit-Grapestone-Ooid-Bildungen schafft überwiegend matrixgestützte, biogenreiche Sedimente. Onkoidische Umkrustungen, oft einseitig verstärkt (Taf. 5/4), sind nicht selten. Mikrobielle Aktivitäten bohrender Organismen sind weniger deutlich als in den Karbonatsanden der riffnahen Bereiche. Mikritisierungssäume um Biogene/Bioklasten sind meist nur dünn ausgebildet, oft fehlen sie auch.

Primäre biogene Hohlräume sind mitunter mit mikritischer Matrix gefüllt. Dies zeigt sich auch bei Vertretern der Involutinen, deren Deuterolocus, von außen nach innen, unterschiedlich weit, je nach Verweildauer im unverfestigten Sediment, mit Mikrit gefüllt wird. Der Fortschritt in der mikritischen Kammerfüllung kann hier als ein Indikator der frühdiagenetischen Entwicklung verwendet werden. Im statistischen Mittel sind in den Schliffen der Biogendetritus-Fazies zwei bis vier äußere Umgänge des Deuterolocus mikritgefüllt. Die Involutinen der subtidalen Fazies des tidalen Raumes zeigen dagegen keine bis maximal zwei mikritgefüllte Windungsquerschnitte.

Inwieweit die Mikritfüllungen der Kammerlumina bei Involutinen auch einer mikrobiell gesteuerten kryptokristallinen Zementbildung entsprechen ist schwer abzuschätzen. Allerdings zeigen randlich nicht mikritisierte Formen meist auch nur wenig Mikritfüllung. In den kleinen Lumina der Foraminiferenkammern herrscht zwar ein geringer Porenwasseraustausch, jedoch können hier Ionendiffusionsprozesse in Kombination mit Bakterien und bohrenden Algen mikro- und kryptokristalline Mg-Kalzit- und Aragonitfällungen initiieren (LONGMAN 1980).

Die Sedimentkonsolidierung läuft über eine, oft fleckenhaft verteilte, Fällung kryptokristalliner Aragonit- bzw. Mg-Kalzitkristalle. Da der Anteil an kleinen, mikritisierten Komponenten im Sediment hoch sein kann, dürften auch hier biochemische Aktivitäten von Bakterien die frühe Lithifikation beeinflussen.

Die relativ geringen Mikritisierungsraten um größere Bioklasten hängen in erster Linie mit der frühen Konsolidierung und einer meist fehlenden Umlagerung der Komponenten zusammen, d.h. ihre Verweildauer im unverfestigten Material ist im Gegensatz zu den Komponenten der höherenergetischen Bereiche relativ kurz.

Bioturbationsvorgänge können partiell eine frühe Lithifikation verzögern, sowie Mikritisierungsprozesse, die meist nahe der Sediment/Wasser-Grenze zu beobachten sind (KOBLOK & RISK 1977), in etwas tieferen Sedimentanteilen ermöglichen, besonders an feinkörnigen Partikeln (Pelletoidbildung).

Meist nach der Sedimentkonsolidierung und mit der Abnahme der Mikritisierungsvorgänge setzt die frühe Aragonitlösung ein. Die Umrißstrukturen gelöster, primär aragonitischer Biogene sind gut erhalten, mitunter jedoch auch verdrückt.

Mikrokristalline bis fibröse A-Zementsäume (20-50 μm) sind nur vereinzelt in intergranularen Porenräumen, sowie in sekundären Lösungs-poren ausgebildet. Sie sind meist an Mikritisierungs-säume gebunden, d.h. von vorangegangenen und andauernden mikro-biellen Aktivitäten abhängig.

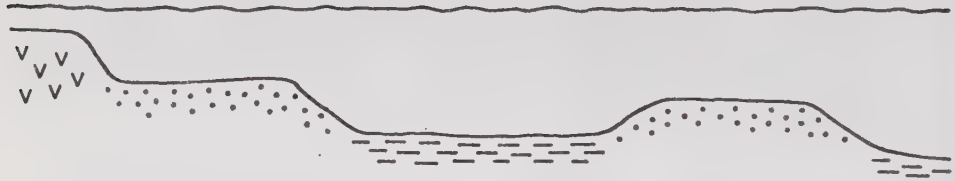
Paramorphe Struktur-erhaltungen sind auch an komponenten-in-terne Mikritisierungen gebunden, die gegenüber weiteren diagenetischen Veränderungen relativ stabil sind.

Die verbliebenen primären und sekundären Porenräume sind mit granularen bis grobgranularen (meist abhängig von der Hohlraum-vorgabe) Orthospariten gefüllt, die Kristallgrößen bis 600 μm erreichen können.

Die diagenetische Entwicklung in den höheren Partien der Oberrhätischen Riffkalke, den Biomikriten der Involutinenfazies, entspricht weitgehend der Biogendetritus-Fazies. Die Sediment-konsolidierung läuft hier allerdings schon über einen längeren Zeitraum. Eine vermehrte Anzahl von gelösten, primär aragonitischen Biogenen, besonders der Involutinen, zeigt zerbrochene und verdrückte Umrißstrukturen, sowie Füllungen der Lösungs-poren mit noch unverfestigtem Sediment. Eine Erscheinung, die besonders die liassischen Sedimente auszeichnet.

Subtidale Fazies

aktive, marin-phreatische Zone

Bio-
lithit-
FaziesBahamit-
Grapestone-
Ooid-FaziesBiogendetritus-
FaziesBahamit-
Grapestone-
Ooid-Fazies

normal-marines Feld

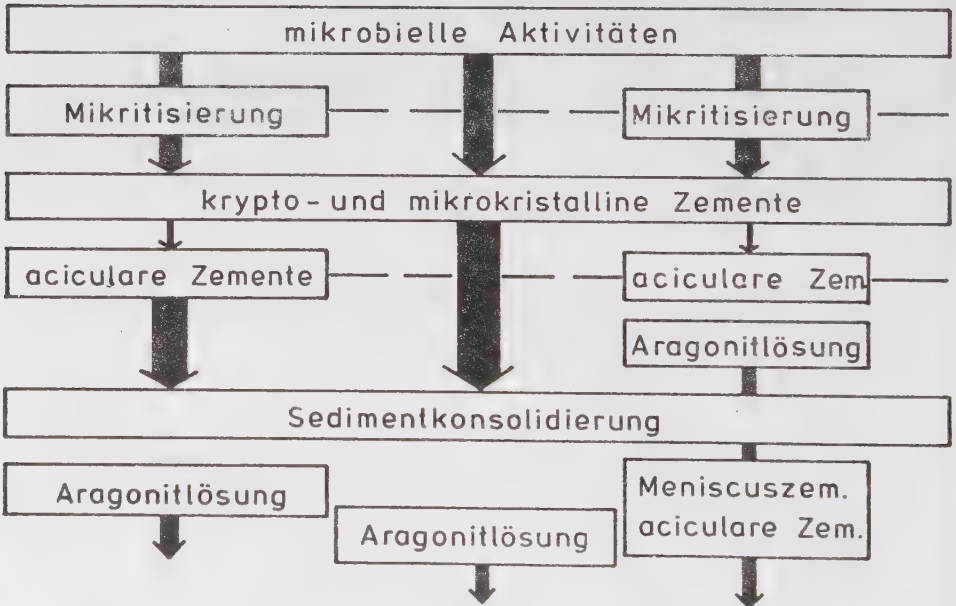


Abb. 22. Relativer Zeitablauf und räumliche Verteilung von Diagenesevorgängen: Frühdiagenetische Entwicklung in den subtidalen Sedimenten der Fazieszonen der Oberrhätischen Riffkalke.

7.3 Schwellenfazies

Die Sedimente der Lias-Schwellenfazies zeichnen sich durch geringe Sedimentationsraten und einen hohen Matrix-, Spicula- oder Echinodermenanteil aus. In den matrixbestimmten Sedimenten spielen Bioturbationsvorgänge eine wichtige Rolle in der frühdiagenetischen Entwicklung.

Eine späte Verfestigung der Sedimente ist angezeigt. Die Lösung primär aragonitischer Biogene beginnt schon vor der Sedimentkonsolidierung. Die Umrißstrukturen der Biogene bleiben oft nur reliktmäßig erhalten, mitunter fehlen sie ganz und es lassen sich nur noch ihre mikritischen Füllungen erkennen.

7.3.1 Rote Knollenkalke, Adneter Kalke

Sie zeigen eine intensive Bioturbation und deutliche Knollenbildungen, die in Komponentenbestand und Matrix dem übrigen Sediment entsprechen (Taf. 11/5-6, 12/1-6). Eine mögliche Erklärung der Knollenbildung kann aus den fröhdiagenetischen Wirkungen der Bioturbationsvorgänge abgeleitet werden. Dazu wird auf die "Biodiffusionsmodelle" von ALLER (1977) und BERNER (1980:42f) aufgebaut, deren Ergebnisse im folgenden kurz zusammengefaßt sind.

In der Bioturbationszone erfolgt eine Mischung von Partikeln und Porenwasser in den betroffenen Gefügen. Das interstitielle Porenwasser in den Bioturbationsgängen steht im Austausch mit dem Oberflächenwasser und kann diesem äquivalent sein. Der Porenwasseraustausch in den Bioturbationsgängen (Irrigation) und die Partikel-Biodiffusion zeigen meist sehr unterschiedliche Raten und damit auch verschiedene Wirkungen auf die frühdiagenetischen Prozesse. Eine Trennung von Komponenten- und Porenwasser-Bioturbation ist für die Diageneseinterpretation günstig.

Die Molekulardiffusion durch Irrigation schafft sehr unterschiedliche Ionenkonzentrationen in den Grabgängen zur umgebenden Matrix und baut so Ionenpotentiale auf, die eine radiäre Wanderung

von diagenetisch gelösten Substanzen der Nebenmatrix zum Grabgang induzieren. Der Ionenüberschuß der Matrix ergibt sich auch aus vertikalen, diffusiven Ionenwanderungen aus den tiefer liegenden Sedimentanteilen. Der Effekt der Ionenreduzierung durch radiäre Gradientenbildung liegt deutlich höher, als für den normalen vertikalen Diffusionsprozeß.

Aus der mikrofaziellen Analyse ergeben sich neben den Bioturbationsgefügen noch weitere Parameter zur Diageneseinterpretation. Die Umrißstrukturen primär aragonitischer Biogene sind nur unvollständig erhalten, oft sind nur noch die mikritischen Füllungen der biogenen Hohlräume erkennbar. Die Sedimentkonsolidierung erfolgte relativ spät und erst nach beginnender Aragonitlösung, die schon früh, im noch unverfestigten Sediment, einsetzte.

Die frühdiagenetische Entwicklung der Adneter Kalke kann wie folgt beschrieben werden.

1. Die geringe Sedimentationsrate gestattet eine intensive Bioturbation des Sedimentes über einen längeren Zeitraum.
2. Eine späte Sedimentverfestigung, bei früher Aragonitlösung ist angezeigt.
3. Die Irrigation in den Bioturbationsgängen kann radiäre Gradienten für die Molekulardiffusion aus der Nebenmatrix schaffen.
4. Das Sediment im Grabgang wird dann durch die deutliche Erhöhung der Ionenkonzentrationen vorverfestigt. Ein Großteil der Ionen dürfte wieder abgeführt werden, aber besonders im Bereich der Grenzschichten kann es zu genügend hohen Konzentrationen kommen, die eine Karbonatfällung ermöglichen.
5. Außerhalb des Irrigationseinflusses gelangen die vorverfestigten Sedimente der Grabgänge in Bereiche der Karbonatlösung, die eine gleichmäßige, allseitige Anlösung bewirken.
6. Außerhalb der Austauschzone kann die Sedimentkonsolidierung durch zunehmende Kompaktion und Zementationsvorgänge einsetzen.

Es sind verschiedene Stadien der Knollenbildungsintensität in den Schliffen zu beobachten (Taf. 12). Besonders in biogenreichen Abschnitten mit aragonitischen Involutinen, Gastropoden,

Ammoniten und Bivalven ist der Knollenanteil hoch. Einige der Bioturbationsgänge sind nicht als deutlich abgrenzbare Knollen ausgebildet, sondern nur durch ihre dunklere Färbung und ihr Gefüge vom umgebenden Sediment zu trennen (Taf. 12/1,4). In einigen Knollen sind andererseits Bioturbationsgefüge erkennbar (Taf. 12/3).

7.3.2 Bunte Cephalopodenkalke

Sie unterscheiden sich von den Adneter Kalken vor allem durch einen höheren Anteil an Spicula (um 15 Vol.%), durch ihren hohen Peloidgehalt (20-30 Vol.%) und das Fehlen von Knollenbildungen. Bioturbationsgefüge sind auch hier deutlich. Die späte Sedimentkonsolidierung und schon vorher beginnende Aragonitlösungen entsprechen dem Milieu der Adneter Kalke.

Eine selektive Lösung der amorphen Skelettreste der Spicula ist schon für das frühdiagenetische Stadium anzunehmen, da die Schwammnadeln zum Teil nur mehr reliktsch vorhanden sind. Der frühdiagenetisch gelöste $\text{Si}(\text{OH})_4$ -Anteil gelangt wieder in den marinen Zyklus (OEHLER 1979, v. RAD 1979). Der größte Teil des Opal-A wurde jedoch erst in einer späteren Phase neomorph durch Kalzit ersetzt und als mikrokristalliner Quarz in den hangenden Pariten der Kieselkalke angereichert.

7.3.3 Hierlatzkalke

Die Diagenese der Encrinite ist geprägt von den neomorphen Prozessen der Mg-Kalzit - Kalzit Transformation in den Echinodermenbruchstücken. Die Kalzitisierung läuft über mehrere, zeitlich getrennte Stufen von Lösungs-Fällungs-Prozessen, wobei von einzelnen, syntaxial orientierten Keimen ausgehend, kleine Bereiche über eine Lösungsfront kalzitisiert werden (NEUGEBAUER 1979). Der Mechanismus gestattet die Strukturerhaltung der Echinodermenbruchstücke und gilt in gleicher Weise auch für die Echinodermendiagenese in den tidalen und subtidalen Stadien der Plattformentwicklung.

Schwellenfazies stagnierende, marin - phreatische Zone

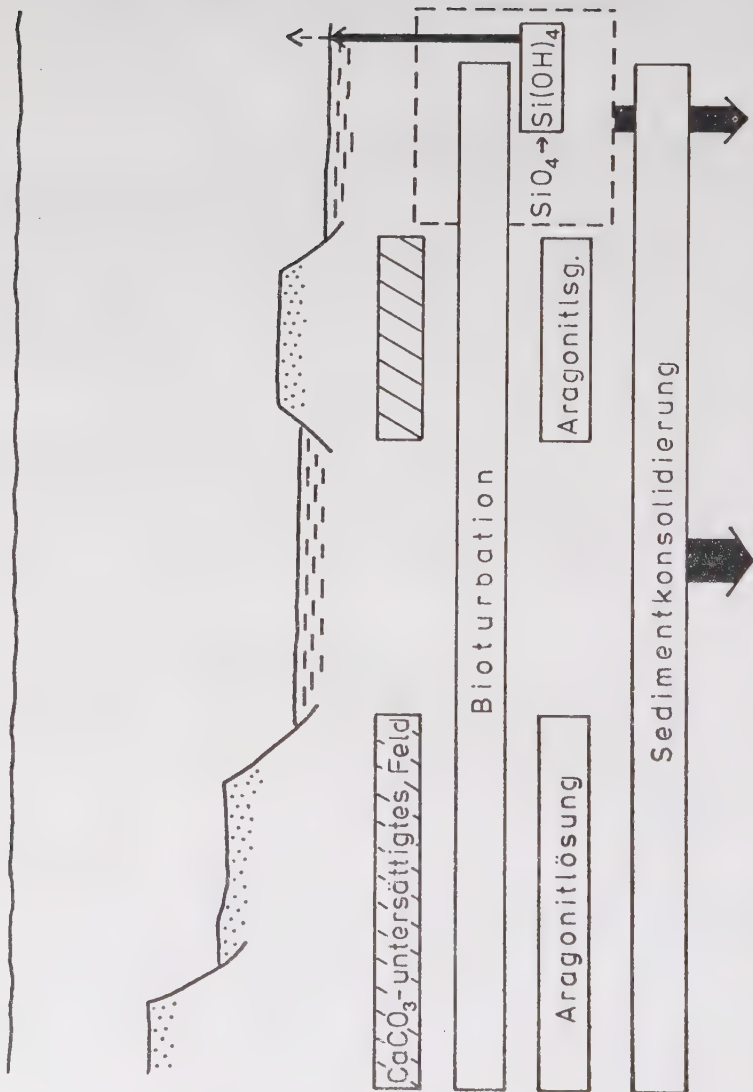


Abb. 23. Relativer Zeitablauf wichtiger frühdiagenetischer Parameter in den Sedimenten der Lias-Schwellen- und Beckenfazies.

8 CLUSTERANALYSE

8.1 Untersuchungsziel

In der mikrofaziellen Analyse (s. Kap. 4) wurden die qualitativen und quantitativen Parameter der einzelnen Schliffbefunde ermittelt und nach geologischen, sedimentologischen und biofaziellen Gesichtspunkten die Gruppierung der einzelnen Schiffe zu Mikrofaziesbereichen und sedimentären Ablagerungsmilieus vorgenommen.

Hier soll nun versucht werden die quantitativen Werte der charakteristischen Variablen (Parameter), die für die verschiedenen Elemente (Mikrofaziesbereiche) erhoben wurden, mittels multivariater statistischer Verfahren auszuwerten.

Die statistischen Modelle sollen eine Abbildung der Beziehungen der Mikrofaziesbereiche, sowie der Komponenten und Grundmassen, jeweils während der drei unterschiedlichen Entwicklungsstadien der Karbonatplattform (im Gezeiteneinfluß, während des Riffwachstums, im Schwellenstadium) liefern.

Angemessen für dieses Untersuchungsziel sind clusteranalytische Verfahren, die einmal die multivariaten Konstellationen der Daten erfassen können und zum anderen, gegenüber faktorenanalytischen Modellen, stärker auf die Ebene der Beobachtungsdaten bezogen sind. Da diese Methode eine geringere Anforderung an die Datenqualität stellt, kommt sie dem geländeabhängigen, oft selektiven Verteilungsmuster bei der Probennahme entgegen.

8.2 Verfahren

Die Auswahl der Elemente und Variablen ist abhängig vom Untersuchungsziel und ergibt sich aus den Standards zur mikrofaziellen Analyse (FLÜGEL 1982a) und aus den Schliffbefunden.

In der ersten Arbeitsphase wurden jedem Schliff seine Komponenten- und Grundmassezusammensetzung, sowie eine Reihe von nicht

oder nur schwer quantifizierbaren Parametern (Farbe, Sedimentstrukturen, Bioturbation, Gefüge etc.) zugeordnet. Mit diesen Angaben ließen sich schon mit einfachen Verteilungen ("vorhanden - nicht vorhanden") clusteranalytische Verfahren zur Aufstellung von Faziesgruppen durchführen (EKDALE et al. 1976). Sie wurden allerdings auf das vorliegende Material nicht angewendet, da die so gewonnenen Gruppierungen im allgemeinen nur ein grobes Verteilungsmuster wiedergeben.

Im nächsten Schritt lassen sich die quantifizierten Parameter (in Vol.% für Komponenten und Grundmasse, Individuenzahl/9 cm² für Foraminiferen) über die Anzahl der Schliff pro Mikrofaziesbereich mitteln und die so gewonnenen Daten zur Aufstellung einer (n,m)-Datenmatrix $X = x_{ij}$ verwenden. Hierbei werden jeder Zeile i ein Element (= Mikrofaziesbereich) und jeder Spalte j die Meßwerte einer Variablen (= Komponenten, Mikrit, Sparit) zugeordnet (s. auch Anhang).

Um die Beziehungen der Komponenten untereinander zu beschreiben, werden diese als Elemente betrachtet und ihre Verteilungen in den Mikrofaziesbereichen als Variable, d.h. die transponierte (m,n)-Datenmatrix $X = x_{ji}$ verwendet. Zur Verbesserung der Datenstruktur werden hier als Variable jedoch nicht die Werte der Mikrofaziesbereiche, sondern wieder die absoluten Häufigkeitsverteilungen in den einzelnen Schliffen herangezogen, d.h. eine neue (n',m)-Datenmatrix $X' = x'_{ij}$ aufgestellt.

Aus den einzelnen Datenmatrizen lassen sich nun Ähnlichkeits-(S) bzw. Distanzmatrizen (D) berechnen. Verwendet wird hier die Produktmomenten-Formel für den linearen Korrelationskoeffizienten (r) zur Festlegung der Ähnlichkeitsmaße. Die Formel liefert eine symmetrische (n,n)-Matrix $S = s_{ij} = s_{ji}$ mit $n(n-1)/2$ Elementen (ohne Diagonalelemente, deren Werte von vorneherein bekannt sind, $s_{ii} = s_{jj} = 1,000$).

Der Korrelationskoeffizient r gilt als gute Schätzung des linearen Zusammenhanges zweier Elemente. Er wird aus der Kovarianz s_{xy} und den Standardabweichungen s_x, s_y der Variablen

berechnet mit $r = s_{xy} / s_x s_y$ (MARSAL 1972, SPIEGEL 1976, PFANZAGL 1978). Seine Werte liegen zwischen -1 und +1. Hohe Werte nahe +1 sagen aus, daß die Variablen beider Elemente einen guten Trend zeigen gemeinsam linear anzusteigen oder abzunehmen.

Die Ähnlichkeitsmatrix der Korrelationskoeffizienten läßt sich über die Formel $d = (2(1-r))^{1/2}$ (STEINHAUSEN & LANGER 1977) in eine (n,n)-Distanzmatrix $D = d_{ij} = d_{ji}$ transformieren. Die Werte für D liegen zwischen 0 und +2. Sie zeigen für kleine Distanzen (=positive Korrelationen) eine deutlichere Trennung, d.h. sie liegen weiter auseinander als die entsprechenden Korrelationswerte.

Die Ähnlichkeits- und Distanzmatrizen bilden den Ausgangspunkt für die Gruppierungsverfahren der Clusteranalyse. Ausgehend von den Korrelationswerten für die einzelnen Elemente werden in einem hierarchischen, agglomerativen Prozeß immer umfangreichere Cluster gebildet und gleichzeitig die Ausgangsmatrix schrittweise reduziert. Dabei werden die Elemente mit dem jeweils höchsten Korrelationswert zu einer Gruppe zusammengefaßt ("pair-group method", DAVIS 1973).

Die verschiedenen Clusterverfahren unterscheiden sich dadurch, wie die Variablen, der zu einer Gruppe zusammengefaßten Elemente, zu den restlichen Elementen neu festgelegt werden. Der hier verwendete Algorithmus der "weighted pair-group" - Methode liefert für $s_{pi}^{neu} = 1/2 (s_{pi} + s_{qi})$.

Dieses Verfahren der einfachen arithmetischen Mittel (Average Linkage) gilt als konservatives Verfahren, das oft einen guten Kompromiß zwischen den Minimal- (Single Linkage) und Maximalwerten (Complete Linkage) liefert (STEINHAUSEN & LANGER 1977).

Gegenüber der von PURDY (1963) und BEHRENS (1965) angewendeten Spearman'schen Summenmethode (SOKAL & MICHENER 1958) zeigt die hier verwendete Methode oft eine bessere Übereinstimmung mit

den Ausgangskorrelationen (SOKAL & RHOLF`1962, SOKAL & SNEATH 1963, FENNINGER 1970). Das Ergebnis der Gruppierungen auf verschiedenen Korrelationsebenen kann in einem Dendrogramm dargestellt werden.

Zu einem anderen Darstellungsbild gelangt man über eine graphentheoretische Interpretation der Single Linkage (Nearest Neighbor) Clusteranalyse. Dazu wird auf die Werte der Distanzmatrix D ein einfacher Algorithmus angewendet, mit der Formel

$$d_{pi}^{neu} = \min (d_{pi}, d_{qi}) .$$

Man beginnt, analog zur Dendrogrammkonstruktion, mit dem Elementenpaar, daß den kleinsten gemeinsamen Abstand aufweist, oder mit einem beliebigen anderen Minimalwert. Die zwei ausgewählten Elemente bilden jeweils einen Knoten auf der Ebene, die durch eine Kante, deren Abstand den Distanzwert repräsentiert, verbunden werden. Die so entstehende Darstellung bezeichnet man als Graphen mit n Knoten und 1 Kanten. Aus dem Rest der Distanzmatrix wird dann der Knoten (=Element) mit dem minimalen Abstand zu einem Knoten des Graphen gesucht und mitsamt der Kante adjungiert. Dies wird so lange fortgeführt, bis alle Elemente dem Graphen zugeordnet sind.

Sind je zwei verschiedene Knoten durch eine Kante verbunden, heißt der Graph vollständig. Ist der Graph zusammenhängend und ohne Kreis, bezeichnet man ihn als Baum. Ist er zudem vollständig und bewertet, heißt er Minimalbaum, wenn die Summe der Bewertungen (Kantenlängen) minimal ist. Er ist eindeutig bestimmt, falls die Kantenlängen verschieden sind (STEINHAUSEN & LANGER 1977).

Das oben beschriebene graphentheoretische Verfahren liefert einen Algorithmus zur Bestimmung des Minimalbaums eines vollständigen und bewerteten Graphen und zugleich ein Darstellungsverfahren für die Single Linkage Clusteranalyse.

Abb. 24. Ablaufschema zur Durchführung der Clusteranalyse
(siehe auch Anhang)

Untersuchungsziel

Gruppierung der Mikrofaziesbereiche
Gruppierung der Komponenten
(keine Gruppierung der Schliffe zu
Mikrofaziesbereichen)

Auswahl der Elemente (a) und der
zugehörigen Variablen (b)

Aufstellen der Datenmatrizen

Q a: Mikrofaziesbereiche
b: Komponenten, Grundmasse
R a: Komponenten, Grundmasse
b: Schliffe

Berechnung der Ähnlichkeits- (S) und
Distanzmatrix (D)

S: Produktmomenten-Korrelationskoeffizient r
für Q und R

D: $d = (2 (1-r))^{1/2}$ für Q

Algorithmus der Clusteranalyse

AL: Average Linkage über S mit

$s_{pi}^{neu} = 1/2 (s_{pi} + s_{qi})$ angewendet auf Q und R

SL: Single Linkage über D mit

$d_{pi}^{neu} = \min (d_{pi}, d_{qi})$ angewendet auf Q

Graphische Darstellung

Dendrogramm für AL
Minimalbaum für SL

Interpretation

8.3 Interpretation

Die dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät (MFB A) sind in den Gruppierungen der Komponenten- und Grundmassetypen (Abb. 25) stark geprägt von den Verteilungen in den allochthonen Sedimenten der Tempestite, obwohl diese in der Datenmatrix keineswegs überrepräsentiert sind.

Die hohen Korrelationen von Involutinen, Textularien und Mikroproblematika (Gruppe II, Abb. 25) entsprechen den Vergesellschaftungen in den Foraminiferen-Tempestiten, die von Schalenbruchstücken, Gastropoden und Ooiden (Gruppe III, Abb. 25) denen in den Schill-Tempestiten.

Autochthone Sedimente spiegeln sich nur im Bereich I (Abb. 25) gut wider, der die Pelsparite der Gezeitenflächen umschreibt, jedoch ohne den oft hohen Anteil an Textularien in diesem Sediment aufzuzeigen.

Lageniden und Echinodermen (Gruppe IV, Abb. 25) erscheinen gemeinsam in den geschützten und subtidalen Bereichen der Gezeitentümpel, der Kanäle und der benachbarten, marinen Plattform.

Die fehlenden bis negativen Korrelationen der mikritischen Matrix zu den Komponenten ergeben sich einmal aus dem relativ hohen Anteil an reinen Mikriten (mudstones) im Schliffbefund, zum anderen weisen sie auf eine milieunabhängige Verteilung der Komponenten in den mikritischen Ruhigwasserbereichen, die vielfach durch textuelle Inversionen und Umlagerungen bestimmt ist.

Die Gruppierungen der Mikrofaziesbereiche über die AL-Clusteranalyse (Abb. 26) ergeben nur partiell ein deutliches Bild der Environments.

Die Gruppe I (Abb. 26) ist insgesamt recht hoch korreliert. In ihr erscheinen einmal die Algenlaminite der supratidalen Levees, sowie die Biomikrite und Mikrite der Gezeitentümpel und

die Intramikrite und Oomikrite der Gezeitenkanäle. Eine Trennung der drei doch sehr unterschiedlichen Milieus liefert das Dendrogramm nicht.

In dem graphentheoretischen Modell des Minimalbaums (Abb. 27) kommen die faziellen Milieubeziehungen deutlicher zur Darstellung.

Hier bilden die Mikrite und Biomikrite der Gezeitentümpel das Zentrum (Gruppe I, Abb. 27), an das sich einmal die Algenlaminite und laminierten Dismikrite (Gruppe II, Abb. 27), die Biomikrite der subtidalen, benachbarten Plattform (Gruppe III, Abb. 27) und die Intra- und Oomikrite der Gezeitenkanäle (Gruppe IV, Abb. 27) anschließen, die wiederum mit den Sedimenten der Kanaldeltas und mit den Schill-Tempestiten (Gruppe V, Abb. 27) gekoppelt sind. Am weitesten vom Zentrum entfernt sind die Pelsparite der Gezeitenflächen (Gruppe VI, Abb. 27) und die allochthonen Sedimente der Tempestite (Gruppen V, VII, Abb. 27).

In der Dendrogrammdarstellung der Mikrofaziesbereiche (Abb. 26) ergeben sich auch für die Tempestite (Gruppen II, V, Abb. 26), für die Pelsparite der Gezeitenflächen (Gruppe IV, Abb. 26) und für die Sedimente der subtidalen, benachbarten Plattform (Gruppe III, Abb. 26) separate Gruppen.

In allen drei Darstellungen (Abb. 25, 26, 27) sind die Sedimente der Gezeitenflächen und der Tempestite gut abzugrenzen. Die faziellen Bildungsmilieus und ihre Zusammenhänge gibt am besten der Minimalbaum wieder und etwas weniger deutlich das Dendrogramm der Mikrofaziesbereiche. In diesem ist eher eine generelle Abfolge von Laminiten zu Mikriten und Biomikriten, Coquinas bis Biopelmikriten und Pelspariten abzulesen. Das Dendrogramm der Komponentengruppierungen ist geprägt von den hohen Verteilungswerten, die sich aus sekundären Anreicherungen in Tempestiten ergeben.

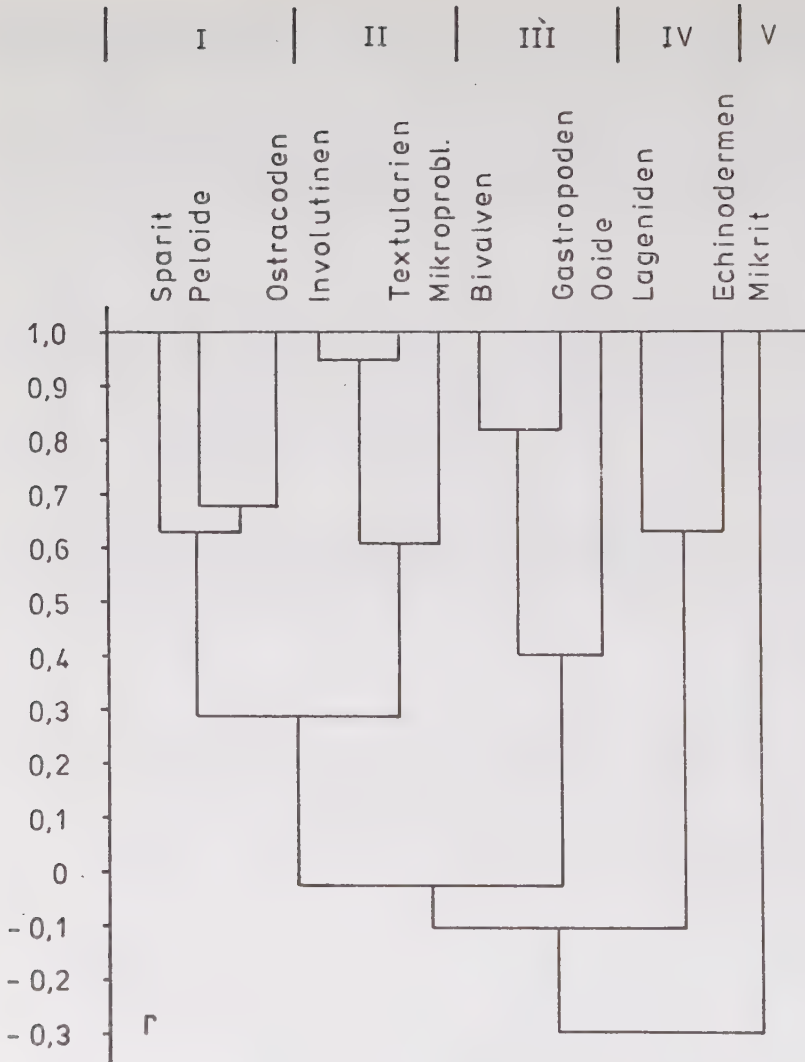


Abb. 25. Dendrogramm der Komponenten- und Grundmasse-Gruppierungen der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät. Die Gruppe I spiegelt die Pelsparite der Gezeitenflächen wider. Die Gruppe II wird durch die hohen Verteilungswerte ihrer Komponenten in den Foraminiferen-Tempestiten bestimmt, die Gruppe III durch die der Schill-Tempestite. Die Komponenten der Gruppe IV treten gemeinsam in geschützten, subtidalen Bereichen der Plattform auf.

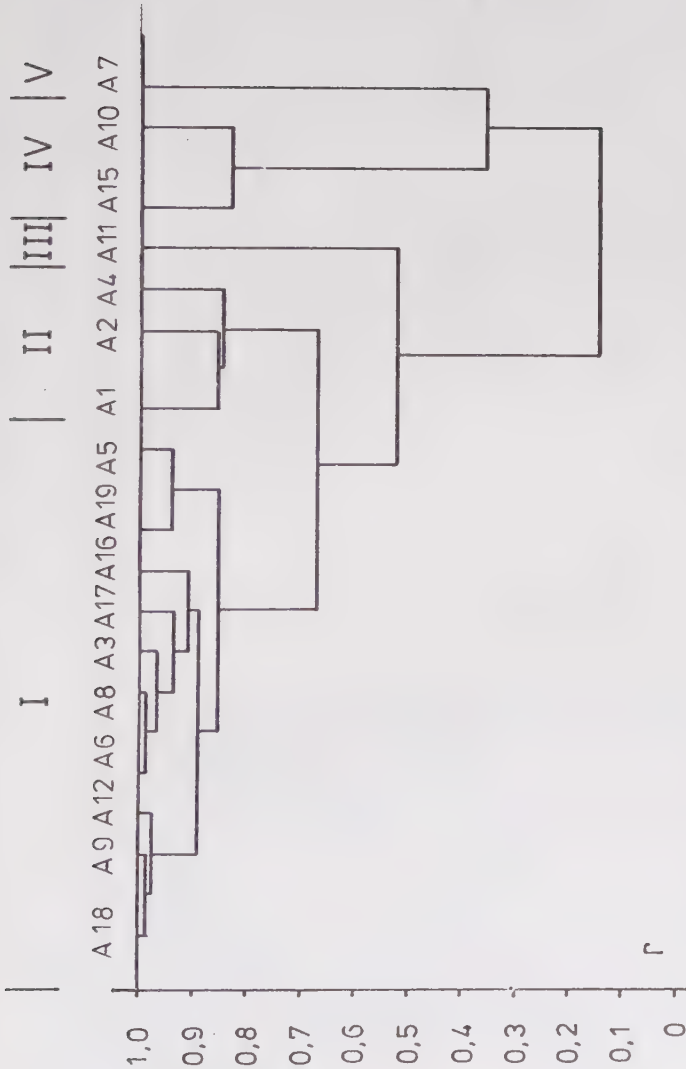


Abb. 26. Dendrogramm der Gruppierungen von Mikrofaziesbereichen der dunklen, bituminösen Bankkalk des Rhät (MF-Bereiche A). Die Gruppe I, die insgesamt hoch korreliert ist, umfaßt die Algenlaminite der supratidalen Levees, die Biomikrite und Mikrite der Gezeitentümpel und die Intra- und Oomikrite der Gezeitenkanäle. Eine deutlichere Trennung liefert das Dendrogramm für die Pelsparite der Gezeitenflächen (Gruppe IV), die Foraminiferen-Tempeste (Gruppe V), die Biomikrite der benachbarten, subtidalen Plattform (Gruppe II) und für die Schill-Tempeste (Gruppe II).

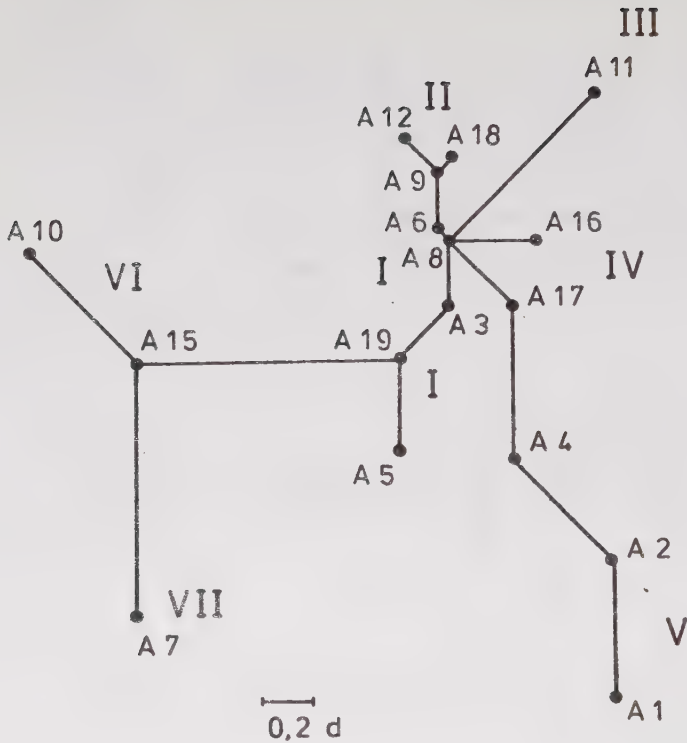


Abb. 27. Minimalbaum der Mikrofaziesbereiche (A) der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät. Die Mikrite und Biomikrite der Gezeitentümpel bilden den zentralen Teil (Gruppe I, MFB A 6, A 8, A 3, A 19, A 5). Daran schließen sich die Algenlaminite und laminierten Dismikrite (Gruppe II, MFB A 9, A 12, A 18), die Biomikrite der benachbarten, subtidalen Plattform (Gruppe III), die Intra- und Oomikrite der Gezeitenkanäle (Gruppe IV, MFB A 16, A 17), sowie die Pelsparite der Gezeitenflächen (Gruppe VI, MFB A 10, A 15). Am weitesten entfernt vom Zentrum sind die Sedimente der Kanaldeltas (MFB A 4), sowie die Schill-Tempestite (Gruppe V, MFB A 1, A 2) und die Foraminiferen-Tempestite (Gruppe VII, MFB A 7). d = Distanzwert.

Die Oberrhätischen Riffkalke (MFB B) zeigen in den Gruppierungen ihrer Komponenten- und Grundmasstypen (Abb. 28) gut die sedimentären Milieus.

Die Gruppe I (Abb. 28) beschreibt mit Korallen, Milioliden und Mikroproblematika klar die Biolithitfazies, wogegen die Gruppe VI (Abb. 28) alle wesentlichen Komponenten der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies enthält. Die Differenzierungen der Biogendetritus-Fazies sind in den Gruppen II bis V (Abb. 28) beschrieben.

Die Gruppe II (Abb. 28) umfaßt Onkomikrite und weist auf das gemeinsame Vorkommen von onkoidischen Umkrustungen und Kalkalgen, sie vermittelt zudem noch zur Biolithitfazies.

In der Gruppe III (Abb. 28) spiegeln sich die Biomikrite der Involutinenfazies wider. Die Gruppe IV steht besonders für die Biopelmikrite, die einen hohen Anteil an Lageniden, Textularien und Peloiden zeigen.

Die Korrelation von Fusulinina und Echinodermen ist hauptsächlich in den Intraspariten gegeben, somit vermittelt die Gruppe V (Abb. 28) schon zur Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies.

Die Gruppierungen der Mikrofaziesbereiche (Abb. 29) sind wiederum höher korreliert. Die Biogendetritusfazies ist hier durch die Biolithitfazies (Gruppe II, Abb. 29) in die Gruppen I und III (Abb. 29) getrennt, wie auch die Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies in den Gruppen IV und V (Abb. 29) vorliegt.

Die Gruppen III und IV beinhalten hauptsächlich Übergangsbereiche, sowohl zur Biogendetritus-Fazies (Gruppe III, Abb. 29), als auch zur Bahamit-Grapestone-Fazies (Gruppe IV, Abb. 29). Sie lösen so etwas die strenge Einteilung in Fazies-Großgruppen, die sich nach der mikrofaziellen Interpretation und regionalen Verteilung ergeben haben.

Der Minimalbaum für die Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffkalke (Abb. 30) kann als optimale Darstellung der Fazieskorrelationen angesehen werden. Er beschreibt die Zusammengehörigkeit der Faziesbereiche zu Großgruppen, wie auch ihre Obergänge.

An die Biogendetritus-Fazies der niederenergetischen Plattformbereiche (Gruppe I, Abb. 30) zwischen Brunnstein- und Tatzelwurmriff knüpfen sich die Biomikrite der Involutinenfazies (Gruppe II, Abb. 30) bzw. der Oberrhätischen Mergelkalke (Gruppe IV, Abb. 30), wie auch die Biolithitfazies (Gruppe III, Abb. 30).

Die rechte Hälfte der Darstellung nimmt die Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies (Gruppe V, Abb. 30) ein, deren Randpunkte die Sedimente der riffreien, hochenergetischen Karbonatsandbänke (Gruppe VI, Abb. 30) und die der Oolithe (Gruppe VII, Abb. 30) bestimmen.

Gegenüber den dunklen, bituminösen Bankkalken sind die Abstände zwischen den Knoten gleichmäßiger, zugleich im Durchschnitt auch weiter. Darin spiegelt sich der gleichförmigere Sedimentationsablauf höherer regionaler Stabilität, mit gleichzeitig weiter auseinanderliegenden und besser unterscheidbaren Environments, wider.

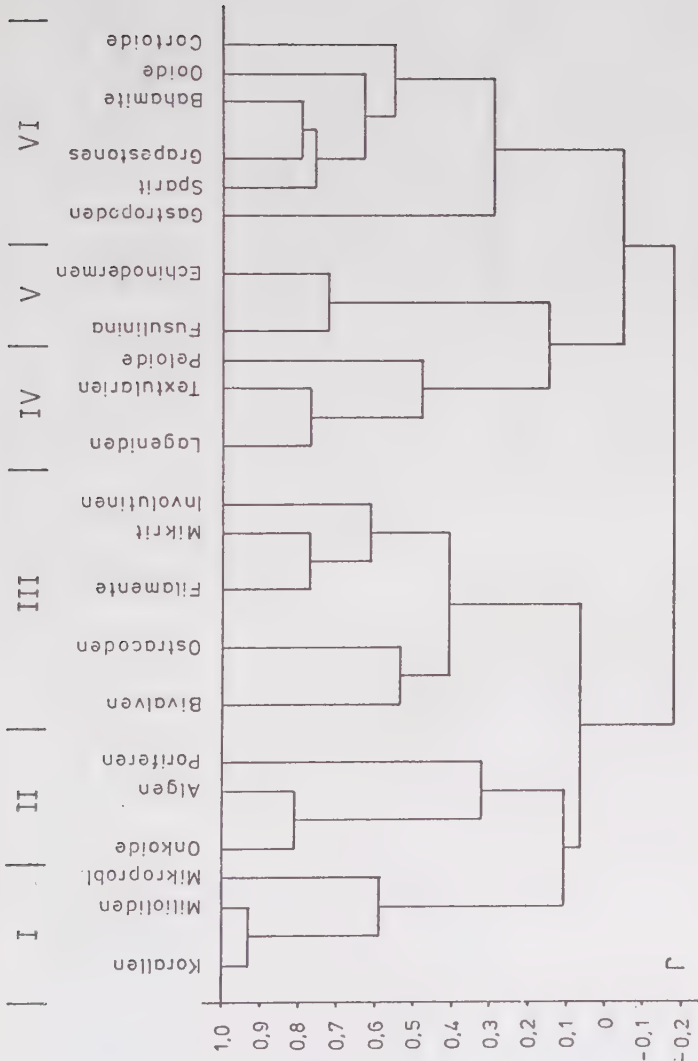


Abb. 28. Dendrogramm der Komponenten- und Grundmasse-Gruppierungen der Oberhätischen Riffkalke. Die Gruppe I beschreibt die Biolithitfazies. Die Gruppen II bis V enthalten Differenzierungen der Biogendetritus-Fazies, wobei die Gruppe II noch zur Biolithitfazies vermittelt und die Gruppe V schon Übergänge zur Gruppe VI kennzeichnet, die das Komponentenspektrum der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies umfaßt.

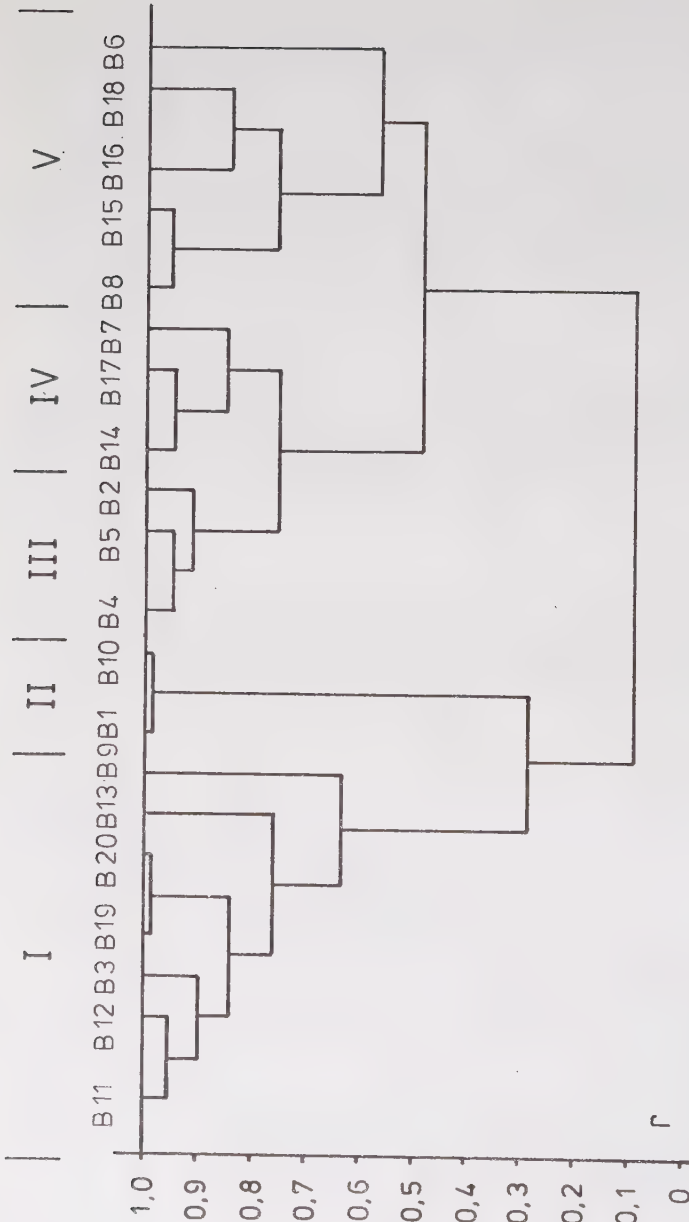


Abb. 29. Dendrogramm für die Gruppierung der Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffralkalke (MF-Bereiche B, siehe auch Anhang). Die Biolithitfazies (Gruppe II) trennt die Biogendetritus-Fazies in zwei Gruppen (I und III). Die Gruppen IV und V umfassen die Mikrofaziesbereiche der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies.

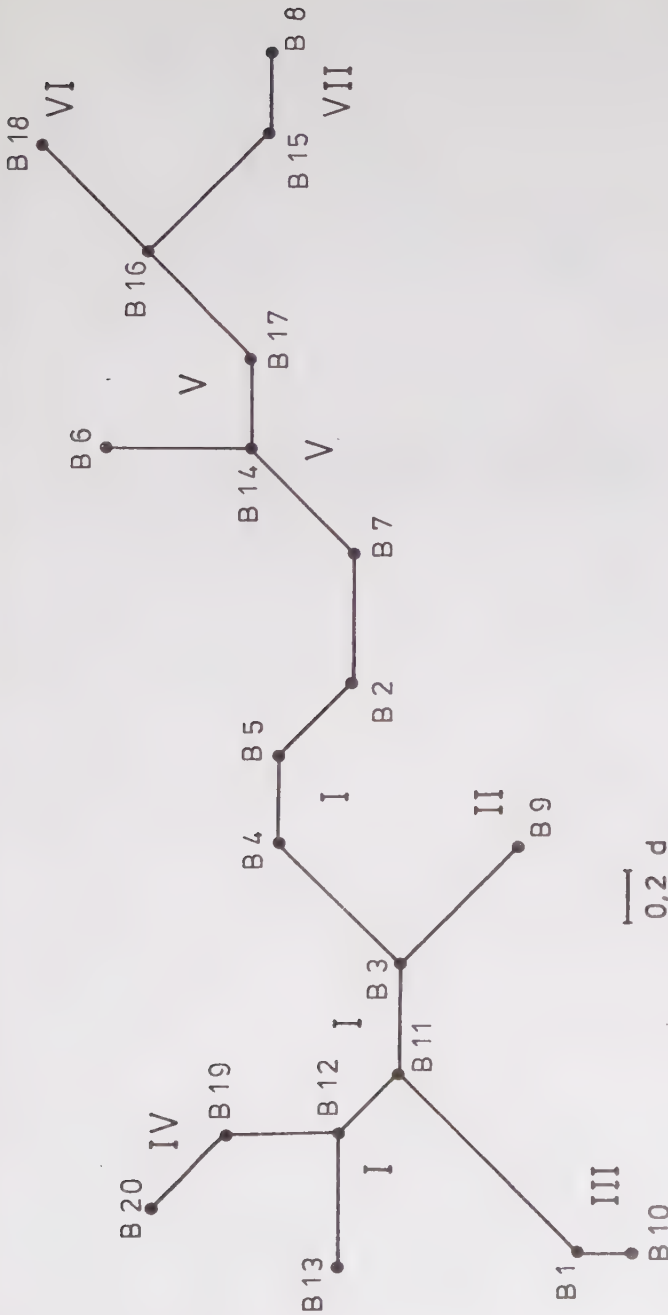


Abb. 30. Minimalbaum der Mikrofaziesbereiche (B) der Oberrhätischen Rifffalke. Die Gruppe I (MFB B 2 - B 5, B 11 - B 13) enthält die MF-Bereiche der Biogendetritus-Fazies. An sie sind die Oberrhätischen Mergelkalke (Gruppe IV, MFB B 19, B 20), die Biomikrite der Involutinenfazies (Gruppe II, MFB B 9) und die Biolithite (Gruppe III) gekoppelt. Die rechte Seite der Darstellung wird von den MF-Bereichen der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies bestimmt, mit den Bio- bis Biopelspariten der Gruppe V (MFB B 6, B 7, B 14, B 16, B 17), der Dasycladaceen-Involutinen-Fazies (Gruppe VI, MFB B 18) und den Oospariten (Gruppe VII, MFB B 15, B 8): d = Distanzwert.

Für die Sedimente der Lias-Schwellenfazies wurde auf eine clusteranalytische Darstellung der Mikrofaziesbereiche, die überwiegend den wenigen lithologischen Einheiten entsprechen, verzichtet. Es erfolgte nur eine Gruppierung der Komponenten- und Grundmasstypen (Abb. 31).

Der Bereich I (Abb. 31) beinhaltet alle wesentlichen Komponenten der Adneter Kalke, die Gruppe II (Abb. 31) läßt sich eindeutig auf die Burten Cephalopodenkalke beziehen.

Die Echinodermen und Spicula bilden jeweils separate Gruppen, die sowohl untereinander, als auch zu den anderen Komponenten nicht korreliert sind. Da zur Berechnung der Korrelationsmatrix keine Spiculite und nur ein Encrinit verwendet wurden, spiegelt die Verteilung dieser beiden Komponenten in den übrigen Faziesbereichen des Lias schon ihre fazielle Unabhängigkeit und die sich daraus ergebende Möglichkeit des gesteinsbildenden Charakters wider.

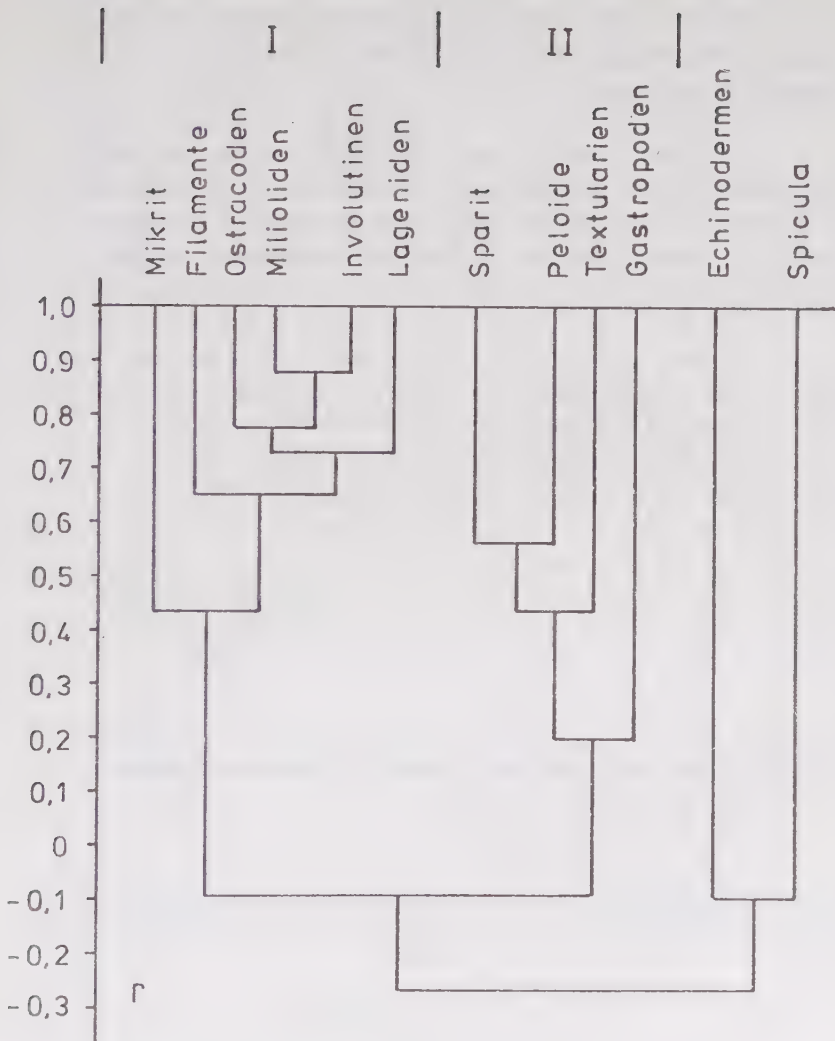


Abb. 31. Dendrogramm der Komponenten- und Grundmasse-Gruppierungen der Lias-Schwellenfazies. Die Gruppe I beinhaltet die Komponenten der Adneter Kalke, die Gruppe II beschreibt die Bunten Cephalopodenkalke. Echinodermenbruchstücke und Spicula sind unabhängig verteilt und treten auch gesteinsbildend auf.

Die clusteranalytischen Gruppierungen der quantifizierten, mikrofaziellen Parameter liefern objektive Komponenten- und Fazieskorrelationen, die die mikrofaziell-analytisch ermittelten Kategorien ergänzen.

Die multivariaten-statistischen Verfahren sollen die geologisch-mikrofazielle Analyse nicht ersetzen, sie erhöhen jedoch die Objektivität der Aussagen. Die Vielzahl der quantifizierbaren Parameter kann so besser ausgewertet werden und bekommt ein stärkeres Gewicht in den Fazieskorrelationen.

Die realen, regionalen Verteilungen der Faziesbereiche werden über die clusteranalytischen Gruppierungen nicht erfaßt. So liegen zum Beispiel im tidalen Milieu supratidale Levees benachbart zu intertidalen Gezeitenflächen. Beide Bereiche zeigen sehr unterschiedliche Milieufaktoren, die sich in den mikrofaziellen Parametern widerspiegeln. Die clusteranalytische Gruppierung unterstreicht, in der deutlichen Trennung dieser beiden Bereiche, somit eher die Abgrenzungen, die sich aus den wirksamen, sedimentären Parametern ergeben.

Zu den Milieufaktoren gehören auch sekundäre Transportmechanismen, deren Wirkung in den Komponentengruppierungen meist gut zum Ausdruck kommt.

Die Clusteranalyse könnte so, über die Gruppierung sedimentärer Einheiten, einen Ansatz liefern, ihre Bildungsparameter zu isolieren.

LITERATUR

- AIGNER, T. (1979): Schill-Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland).- N. Jb. Geol. Pal., Abh., 157, 326-343, 7 Abb., Stuttgart
- AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds), Cyclic and event stratification, 180-198, 10 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South-western Alberta.- J. Sed. Petrol., 37, 1163-1178, 22 Abb., Tulsa
- ALEXANDERSSON, T. (1972a): Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-water sediments.- Geol. Inst. Univ. Uppsala, Bull., N.S. 3, 201-236, 11 Abb., 1 Tab., Uppsala
- ALEXANDERSSON, T. (1972b): Shallow-marine carbonate diagenesis as related to the carbonate saturation level in seawater.- Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala, 126, 1-10, 4 Abb., Uppsala
- ALLER, R.C. (1977): The influence of macrobenthos on chemical diagenesis of marine sediments.- 600 S., Diss. Univ. Yale
- BADIOZAMANI, K. (1973): The Dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin.- J. Sed. Petrol., 43, 965-984, Tulsa
- BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas.- J. Sed. Petrol., 37, 556-591, Tulsa
- BATHURST, R.G. (1966): Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites.- Geol. J., 5, 15-32, 3 Taf., Liverpool

- BATHURST, R.G. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis (2nd enlarged ed.).- 658 S., 359 Abb., 25 Tab., Amsterdam: Elsevier
- BEALES, F.W. (1958): Ancient sediments of Bahaman type.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 42, 1845-1880, Tulsa
- BEHRENS, E.W. (1965): Environment reconstruction for a part of the Glen Rose Limestone, Central Texas.- Sedimentology, 4, 65-111, 11 Abb., 8 Tab., 10 Taf., Amsterdam
- BERNER, R.A. (1980): Early diagenesis. A theoretical approach.- 241 S., 62 Abb., 17 Tab., Princeton
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 19, 129-160, Tulsa
- BLACKMON, P.D. & TODD, R. (1959): Mineralogy of some foraminifera as related to their classification and ecology.- J. Paleont., 33, 1-15, 1 Abb., Tulsa
- BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): Origin of sedimentary rocks.- 653 S., New Jersey: Englewood Cliffs
- CLOUD, P.E.Jr. (1960): Gas as sedimentary and diagenetic agent.- Amer. J. Sci., 258A, Bradley-Vol., 35-45
- CZURDA K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomit- und Plattenkalk-Niveaus der Klostaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg).- Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165-253, 5 Tab., 23 Taf., Innsbruck
- DAVIS, J.C. (1973): Statistics and data analysis in geology.- 550 S., New York: Wiley
- DULLO, W.C. (1980): Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachsteinkalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich.- Facies, 2, 55-122, 10 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Erlangen

- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., 1, 108-121, 7 Taf., Tulsa
- EKDALE, A.A., EKDALE, S.F. & WILSON, J.L. (1976): Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian - Aptian), Coahuila, Mexico.- J. Sed. Petrol., 46, 362-368, 7 Abb.; Tulsa
- ENOS, P. & FREEMAN, T. (1978): Shallow water limestones from the Blake Nose, Sites 340 and 392.- Init. Repts. DSDP, 44, 413-461, 62 Abb., Washington
- EVANS, G., MURRAY, J.W., BIGGS, H.E., BATE, R. & BUSH, P.R. (1973): The oceanography, ecology, sedimentology and geomorphology of parts of the Trucial Coast Barrier Island complex, Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (ed), The Persian Gulf, 233-277, 19 Abb., 5 Tab., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen.- Intern. Sed. Petrol. Ser., 9, 1-143, 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden: Brill
- FABRICIUS, F.H. (1977): Origin of marine ooids and grapestones.- Contrib. Sed., 7, 113 S., 6 Abb., 18 Taf., Stuttgart
- FARINACCI, A., MARIOTTI, N., NICOSIA, U. PALLINI, G. & SCHIAVINOTTO, F. (1981): Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: an alternative model. In: FARINACCI, A. & ELMI, S. (eds), Rosso Ammonitico symposium, 335-398, 10 Abb., Rom
- FENNINGER, A. (1970): Faktorenanalyse nordalpiner Malmkalke.- Verh. Geol. B.-A., 4, 618-636, 7 Abb., 6 Tab., Wien
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.- Kansas Geol. Surv., Bull., 169, 107-149, 38 Abb., Lawrence

- FLOGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias: Methoden und Probleme.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 6-64, 1 Abb., 5 Tab., 9 Taf., Innsbruck
- FLOGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., 68 Abb., 57 Taf., 33 Taf., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- FLOGEL, E. (1982a): Microfacies analysis of limestones.- 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- FLOGEL, E. (1982b): Evolution of Triassic reefs: current concepts and problems.- Facies, 6, 297-328, 7 Abb., Erlangen
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 43, 1-38, 41 Abb., Tulsa
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., 1, 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa
- FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 13, 14-48, Tulsa
- FRIEDMAN, G.M., GEBELEIN, C.D. & SANDERS, J. E. (1971): Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photo-synthetic algal origin.- Sedimentology, 16, 89-96, Amsterdam
- FRIEDMAN, G.M., AMIEL, A.J., BRAUN, M. & MILLER, D.S. (1973): Generation of carbonate particles and laminites in algal mats, examples from sea-marginal hypersaline pools, Gulf of Aqaba, Red Sea.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 57, 541-558, Tulsa
- FOCHTBAUER, H. & MOLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine.- 3. Aufl., 784 S., 356 Abb., 74 Tab., Stuttgart: Schweizerbart

- GEBELEIN, C.D. & HOFFMAN, P. (1973): Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestones.- J. Sed. Petrol., 43, 603-613, Tulsa
- GINSBURG, R.N. & HARDIE, L.A. (1975): Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas. In: GINSBURG, R.N. (ed), Tidal deposits, 201-208, 16 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- GOLUBIĆ, S., PERKINS, R.D. & LUKAS, K.J. (1975): Boring micro-organisms and microborings in carbonate substrates. In: FREY, R.W. (ed), The study of trace fossils, 229-259, 10 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- GOLUBIĆ, S. & SCHNEIDER, J. (1979): Carbonate dissolution. In: TRUDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (eds), Biogeochemical cycling of mineral-forming elements, 107-129, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam: Elsevier
- GREENFIELD, L.J. (1963): Metabolism and concentration of calcium and magnesium and precipitation of calcium carbonate by a marine bacterium.- New York Acad. Sci. Ann., 109, 23-45, New York
- HAGAN, G.M. & LOGAN, B.W. (1974): Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., 22, 61-139, 50 Abb., 7 Tab., Tulsa
- HAGAN, G.M. & LOGAN, B.W. (1975): Prograding tidal-flat sequences: Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: GINSBURG, R.N. (ed), Tidal deposits, 215-222, 6 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- HAHN, F.F. (1911): Neue Funde in nordalpinem Lias der Achen-seegegend und bei Ehrwald.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 32, 535-577, 1 Abb., 2 Taf., Stuttgart
- HALLAM, A. (1967): Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region.- Scottish J. Geol., 3, 195-220, 2 Taf., Liverpool

- HAM, W.E. (1952): Algal origin of the "Birdseyes" limestone in the McLish Formation.- Oklahoma Acad. Sci., Proc., 33, 200-203, Oklahoma
- HASEMANN, W. (1929): Geologie des Brunnstein-Traithen-Gebietes in den oberbayerischen Alpen.- 46 S., Diss. Univ. München
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H. (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen.- Verh. Geol. B.-A., 1971, 458-485, 4 Abb., 3 Taf., Wien
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975a): Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1975, 26-39, 3 Abb., Stuttgart
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975b): Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich).- Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 18, 241-276, 5 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Amsterdam
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975c): Wandstruktur und Großgliederung der Foraminiferen.- Sitzungsberichte Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 184, 67-96, 6 Abb., 11 Taf., Wien
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1977): Die Stellung der Involutinidae BÖTSCHLI und Spirillinidae REUSS im System der Foraminiferen.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1977, 407-418, 6 Abb., Stuttgart
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1962, 163-179, 8 Abb., Stuttgart
- HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 119, 22-82, 7 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Stuttgart

- ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 38, 1-95, Tulsa
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. & TAYLOR, J.C. (1965): Penecon-temporary dolomite in the Persian Gulf. In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (eds), Dolomitization and limestone diagenesis, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 13, 89-111, 10 Abb., 1 Tab., Tulsa
- JACKSON, T.A. & BISCHOFF, J.L. (1971): The influence of amino acids on the kinetics of the recrystallization of aragonite to calcite.- J. Geol., 79, 493-497, Chicago
- JACOBOSHAGEN, V. (1965): Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein.- Jb. Geol. B.-A., 108, 1-114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien
- JENKYN, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model.- Int. Ass. Sed., Spec. Publ., 1, 249-271, 8 Abb., Oxford
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen.- Geol. Rdsch., 58, 464-501, 15 Abb., Stuttgart
- KENDALL, C.G. & SKIPWITH, P.A. (1969): Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor als Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 53, 841-869, Tulsa
- KOBLUK, D.R. & RISK, M.J. (1977): Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 61, 1069-1082, Tulsa
- KRUMBEIN, W.E. (1979): Calcification by bacteria and algae. In: TRUDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (eds), Biogeochemical cycling of mineral-forming elements, 47-68, 1 Abb., Amsterdam: Elsevier
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen).- Facies, 9, 61-172, 41 Abb., 8 Tab., 16 Taf., Erlangen

- LAND, L.S. (1973): Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica.- *Sedimentology*, 20, 411-424, 3 Abb., 7 Tab., Amsterdam
- LAND, L.S. & GOREAU, F.T. (1970): Submarine lithification of Jamaican reefs.- *J. Sed. Petrol.*, 40, 457-462, Tulsa
- LLOYD, R.M. (1971): Some observations of Recent sediment alteration ("micritization") and the possible role of algae in submarine cementation. In: BRICKER, O.P. (ed), *Carbonate Cements*, John Hopkins Univ. Stud. Geol., 19, 72-79, 6 Abb., Baltimore
- LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1964): Protista 2. In: MOORE, R.C., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, C, 900 S., 653 Abb., Lawrence
- LOGAN, B.W. (1974): Inventory of diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, 22, 195-249, 33 Abb., 5 Tab., Tulsa
- LOGAN, B.W., HOFFMAN, P. & GEBELEIN, C.D. (1974): Evolution and diagenesis of Quarternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, 22, 1-358, Tulsa
- LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, 64, 461-487, 18 Abb., Tulsa
- LOREAU, J.P. & PURSER, B.H. (1973): Distribution and ultra-structure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (ed), *The Persian Gulf*, 279-328, 20 Abb., 5 Tab., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- MACINTYRE, I.G. (1977): Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Geleta Point, Panama.- *J. Sed. Petrol.*, 47, 503-516, Tulsa
- MARSAL, D. (1979): *Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.*- 192 S., 54 Abb., 7 Tab., Stuttgart: Schweizerbart

- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine Carbonates.- 375 S., 94 Abb., 39 Taf., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- MIRSAL, J.A. & ZANKL, H. (1979): Petrography and geochemistry of carbonate void-filling cements in fossil reefs.- Geol. Rdsch., 68, 920-951, 21 Abb., 4 Tab., Stuttgart
- MITTERER, R.M. (1971): Influence of natural organic matter on CaCO_3 precipitation. In: BRICKER, O.P. (ed), Carbonate Cements, John Hopkins Univ. Stud. Geol., 19, 252-258, 2 Abb., Baltimore
- MITTERER, R.M. (1972): Biogeochemistry of aragonite mud and oolithes.- Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 1407-1422, Oxford
- MONTY, C. (1967): Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats. Eastern Andros Island, Bahamas.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 90, 55-100, 13 Abb., 19 Taf., Bruxelles
- MURRAY, J.W. (1973): Distribution and ecology of living benthic foraminiferids.- 274 S., 103 Abb., New York: Crane, Russak
- NAGEL, K.H., SCHOTZ, K.I., SCHOTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen).- Geol. Rdsch., 62, 536-557, 12 Abb., Stuttgart
- NEUGEBAUER, J. (1979): Drei Probleme der Echinodermendiagenese: Innere Zementation, Mikroporenbildung und der Übergang von Magnesiumcalcit zu Calcit.- Geol. Rdsch., 68, 856-875, 25 Abb., Stuttgart
- NORLING, E. (1968): On Liassic nodosariid foraminifera and their wall structures.- Sver. Geol. Unders. C. 623, Ars., 61, 8, 1-75, 12 Abb., 8 Taf., Stockholm
- OEHLER, J.H. (1979): Deposition and diagenesis of biogenic silica. In: TRDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (eds), Biogeochemical cycling of mineral-forming elements, 467-483, 2 Abb., Amsterdam: Elsevier

- OSSWALD, K. (1925): Das Risserkogelgebiet (Geologie der Berge südlich Tegernsee).- 166 S., 4 Taf., Diss. Univ. München
- OSSWALD, K. (1928): Die Wendelsteingruppe.- Mitt. Geogr. Ges. München, 21, 1-124, 2 Taf., München
- PFANZAGL, J. (1978): Allgemeine Methodenlehre der Statistik II.- 321 S., 43 Abb., 36 Tab., Berlin - New York: de Gruyter
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias.- Beitr. Paläont. Österr., 5, 1-118, 16 Abb., 23 Taf., Wien
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 30, 261-290, 23 Abb., Tulsa
- PRATT, B.R. (1979): Early cementation and lithification in intertidal cryptalgal structures, Boca Jewfish, Bonaire, Netherland Antilles.- J. Sed. Petrol., 49, 379-386, 4 Abb., Tulsa
- PURDY, E.G. (1963a): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups.- J. Geol., 71, 334-355, 5 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Chicago
- PURDY, E.G. (1963b): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies.- J. Geol., 71, 472-497, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Chicago
- PURDY, E.G. (1968): Carbonate diagenesis: an environmental survey.- Geol. Rom., 7, 183-228, 10 Abb., 6 Taf., Rom
- PURSER, B.H. & EVANS, G. (1973): Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (ed), The Persian Gulf, 211-231, 15 Abb., 1 Tab., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- RAD, U.v. (1979): SiO₂-Diagenese in Tiefseesedimenten.- Geol. Rdsch., 68, 1025-1036, 3 Abb., Stuttgart
- READ, J.F. (1974): Carbonate bank and wave-built platform sedimentation, Edel Province, Shark Bay, Western Australia.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., 22, 1-60, 33 Abb., 9 Tab., Tulsa

- ROONEY, W.S.Jr. & PERKINS, R.D. (1972): Distribution and geologic significance of microboring organisms within sediments of the Arlington reef complex, Australia.- Geol. Soc. Amer., Bull., 83, 1139-1150, 16 Abb., New York
- ROSS, C.A. (1977): Calcium carbonate fixation by large reef-dwelling foraminifera.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Stud. Geol., 4, 219-230, 3 Abb., Tulsa
- RUNNELS, D.D. (1969): Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters.- J. Sed. Petrol., 39, 1188-1201, 7 Abb., 1 Tab., Tulsa
- SADATI, S.-M. (1981): Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich).- Facies, 5, 191-264, 15 Abb., 10 Tab., 22 Taf., Erlangen
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und paläökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberrhät"-Riff-Kalke, Salzburg).- Facies, 1, 3-245, 46 Abb., 18 Tab., 21 Taf., Erlangen
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberrhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich).- Verh. Geol. B.-A., 1978, 73-96, 2 Abb., 4 Taf., Wien
- SCHAFHAÜTEL, C.E. (1846): Beiträge zur Kenntnis der Bayerischen Voralpen.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1846, 641-695, 5 Abb., 2 Taf., Stuttgart
- SCHMIESSEK, A. (1981): Geologische Aufnahme im Brunnstein-Auerbach-Gebiet, sowie litho- und mikrofazielle Untersuchungen an Rät- und Lias-Sedimenten. (Bayrische Alpen).- 88 S., 46 Abb., Dipl. Arbeit Univ. München
- SCHNEIDER, J.F. (1975): Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf. In: GINSBURG, R.N. (ed), Tidal deposits, 209-214, 5 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer

- SCHOTT, M. (1981): Geologische Bearbeitung des Brunnstein-Auerbach-Gebietes (Oberaudorf/OBB, Nördliche Kalkalpen), unter besonderer Berücksichtigung der mikrofaziellen, palökologischen und diagenetischen Entwicklung des Rhät und des Lias.- 229 S., 29 Abb., 3 Tab., 41 Taf., Dipl. Arbeit Univ. München
- SCHOTT, M. (1983): Sedimentation und Diagenese einer absinkenden Karbonatplattform: Rhät und Lias des Brunnstein-Auerbach-Gebietes, Bayerische Kalkalpen.- Facies, 9, 1-60, 25 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Erlangen
- SELLWOOD, B.W. (1978): Shallow-water carbonate environments. In: READING, H.G. (ed), Sedimentary environments and facies, 259-313, 50 Abb., 2 Tab., Oxford: Blackwell
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen).- Facies, 3, 1-237, 21 Abb., 21 Tab., 29 Taf., Erlangen
- SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseyes structures in carbonate rocks.- J. Sed. Petrol., 38, 215-223, 13 Abb., Tulsa
- SHINN, E.A. (1969): Submarine lithification of Holocene sediments in the Persian Gulf.- Sedimentology, 12, 109-144, 36 Abb., 2 Tab., Amsterdam
- SHINN, E.A. (1973): Recent intertidal and nearshore carbonate sedimentation around rock highs, E. Qatar, Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (ed), The Persian Gulf, 193-198, 4 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- SHINN, E.A. & GINSBURG, R.N. (1964): Formation of Recent dolomite in Florida and the Bahamas.- Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., 48, 547 (abstract), Tulsa
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. & LLOYD, R.M. (1965): Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (eds), Dolomitization and limestone diagenesis, Soc. Econ. Petrol. Min., Spec. Publ., 13, 112-123, 9 Abb., 1 Tab., Tulsa

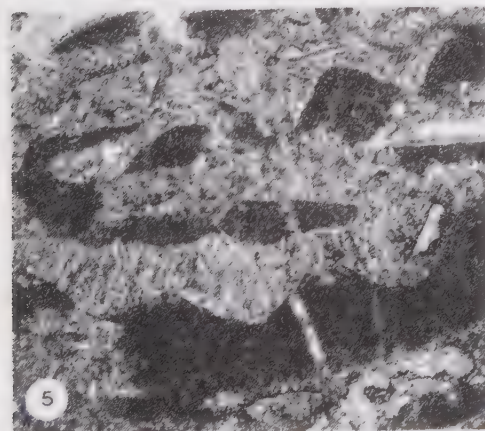
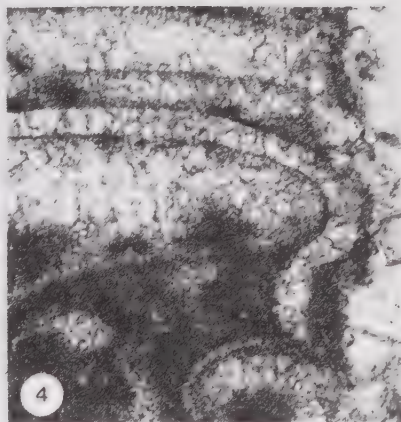
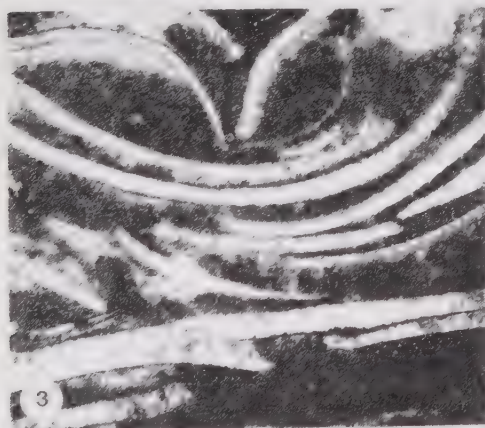
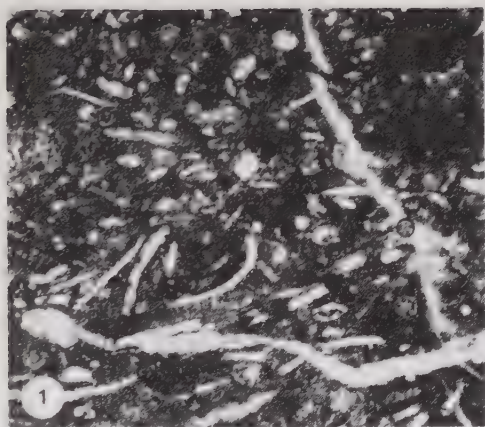
- SHINN, E.A., LLOYD, R.M. & GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas.- J. Sed. Petrol., 39, 1202-1228, 37 Abb., 1 Tab., Tulsa
- SOKAL, R.R. & MICHENER, C.D. (1958): A statistical method for evaluating systematic relationships.- Univ. Kansas Sci., Bull., 38, 1407-1438, Lawrence
- SOKAL, R.R. & RHOLF, J.F. (1962): The comparison of dendrograms by objective methods.- Taxon, 11, 33-40, 2 Abb., 2 Tab., Utrecht
- SOKAL, R.R. & SNEATH, P.H. (1963): Principles of numerical taxonomy.- 359 S., San Francisco: Freeman
- SPIEGEL, M.R. (1976): Statistik.- 358 S., Hamburg - New York: Mc Graw-Hill
- STANIER, R.Y. & COHAN-BAZIRE, G. (1977): Phototrophic prokaryotes: the cyanobacteria.- Annu. Rev. Microbiol., 31, 225-274
- STEINHAUSEN, D. & LANGER, K. (1977): Clusteranalyse.- 206 S., Berlin - New York: de Gruyter
- SUESS, E. (1970): Interaction of organic compounds with calcium carbonate - 1. Association phenomena and geochemical implications.- Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 157-168, Oxford
- SUESS, E. (1973): Interaction of organic compounds with calcium carbonate - 2. Organocarbonate association in Recent sediments.- Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2435-2447, Oxford
- SUESS, E. & FOTTERER, D. (1972): Aragonitic ooids: experimental precipitation from sea-water in the presence of humid acid.- Sedimentology, 19, 129-139, 6 Abb., Amsterdam
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen.- 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien: Deuticke
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen; Orogene Stellung und regionale Tektonik.- 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien: Deuticke

- TOWE, K.M. & CIFELLI, R. (1967): Wall ultrastructure in the calcareous foraminifera: crystallographic aspects and a model for calcification.- J. Paleont., 41, 742-762, 13 Taf., Tulsa
- TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der "pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 105-265, 1 Tab., 2 Taf., Wien
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A., 1948, 145-218, 3 Taf., Wien
- TRICHET, J. (1969): Etude de la composition de fraction organique des oolites, comparaison avec celle des membranes des bactéries et des cyanophycées.- C.R. Acad. Sci. Paris, 267, 1492-1494, Paris
- TRUDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (1979): Biogeochemical cycling of mineral-forming elements.- Studies in Environmental Science, 3, 611 S., Amsterdam - Oxford - New York: Elsevier
- TRUDINGER, P.A., SWAINE, D.J. & SKYRING, G.W. (1979): Biogeochemical cycling of elements - general considerations. In: TRUDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (eds), Biogeochemical cycling of mineral-forming elements, 1-27, 6 Abb., 8 Tab., Amsterdam - Oxford - New York: Elsevier
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee.- Geol. Bav., 41, 99-151, 17 Abb., München
- USDOWSKI, H.-E. (1967): Die Genese von Dolomit in Sedimenten.- Miner. und Petrogr. in Einzeldarst., 4, 95 S., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- WELTE, D. (1973): Recent advances in organic geochemistry of humic substances and kerogen. A review. In: TISSOT, B. & BIENNER, F. (eds), Advances in organic geochemistry, 4-13, Paris: Editions Technip

- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1970, 433-448, 13 Abb., Stuttgart
- WINLAND, H.D. (1968): The role of high Mg calcite in the preservation of micrite envelopes and textural features of aragonite sediments.- J. Sed. Petrol., 38, 1320-1325, 7 Abb., Tulsa
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history.- 471 S., 183 Abb., 30 Taf., New York - Heidelberg - Berlin: Springer
- WOLFF, H. (1968): Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im "Hochbajuvaricum" des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen).- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 393-413, 3 Abb., München
- WOODS, P.J. & BROWN, R.G. (1975): Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: GINSBURG, R.N. (ed), Tidal deposits, 223-232, 3 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich.- Facies, 6, 203-296, 32 Abb., 25 Taf., Erlangen
- ZANINETTI, L. (1976):: Les Foraminifères du Trias.- Riv. Ital. Paleont., 82, 1-258, 11 Abb., 3 Tab., 24 Taf., Milano

Tafel 1 Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen
Bankkalke des Rhät
Lumachellen-Fazies - Schill-Tempestite
 (vergl. Kapitel 4.1, 6.1, 7.1.6)

1. Mikrofaziesbereich A 1: Biomikrit (wacke- bis packstone).
 Relativ kleine, zerbrochene Schalen liegen unterschiedlich dicht gepackt und regellos in mikritischer Grundmasse. Mitunter randlich mikritisiert, intern vollständig rekristallisiert. Schliff T 12. x 20.
2. Mikrofaziesbereich A 1: Zwei Gastropoden zwischen zerbrochenen Muschelschalen in mikritischer Grundmasse. Schalen intern vollständig rekristallisiert. Primäre biogene Hohlräume mikritgefüllt oder kalzitisch zementiert. Schliff S 4. x 20.
3. Mikrofaziesbereich A 2: Lumachellkalk (bioclastic packstone). Große Muschelschalen, intern vollständig rekristallisiert, in mikritischer Grundmasse. Partiiell eingeregelt, einige Schirmporen. Schliff K 3. x 20.
4. Mikrofaziesbereich A 2: Schirmporosität unter einer rekristallisierten Muschelschale, die randlich leicht mikritisiert ist. Einige mikrokristalline bis fibröse A-Zemente, sonst überwiegend granularer Orthosparit. Schliff K 3. x 50.
5. Mikrofaziesbereich A 2: Lumachellkalk (bioclastic packstone). Große kalzitische Schalenbruchstücke liegen dicht gepackt in mikritischer Matrix. Schliff S 8. x 20.
6. Mikrofaziesbereich A 2: Fe-inkrustierte Ooide, intern vollständig rekristallisiert. Schalenbruchstücke mit deutlicher Schirmporosität. Schliff K 3. x 20.

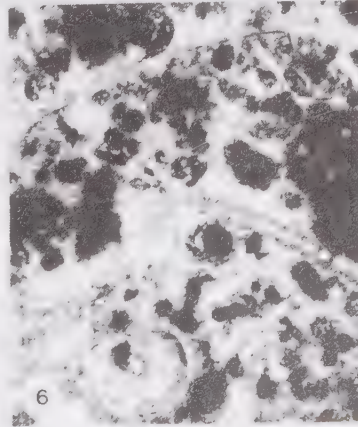
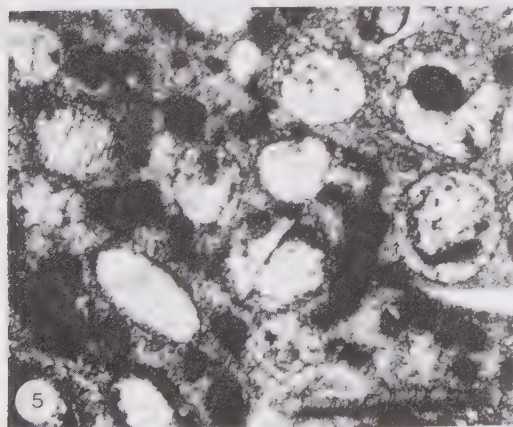
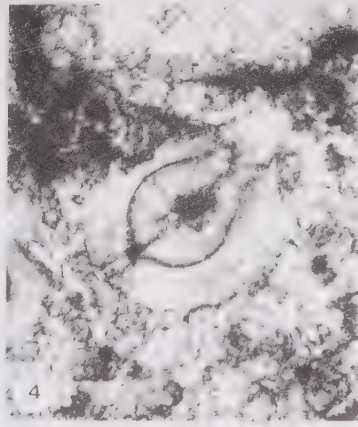
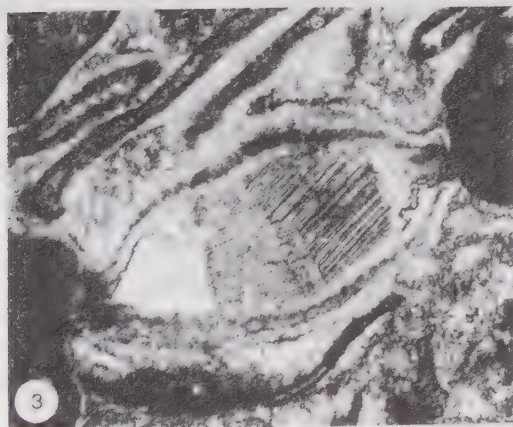
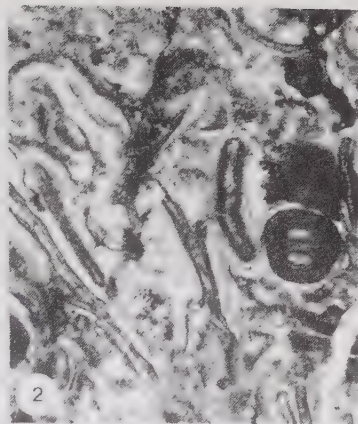
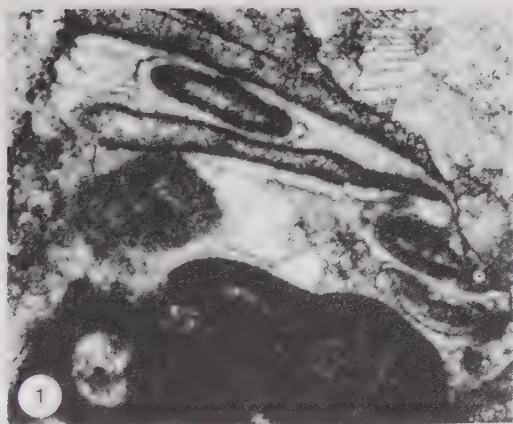


Tafel 2

Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen
Bankkalke des Rhät - Mikrofaziesbereich A 4
Bio- bis Oosparit (packstone)

(vergl. Kapitel 4.1, 6.1, 7.1.5)

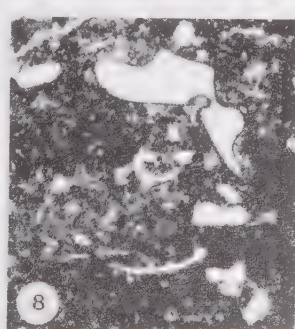
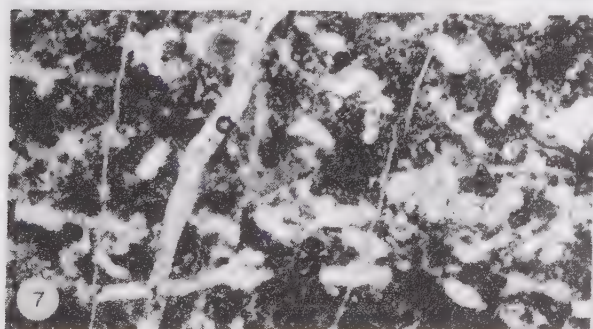
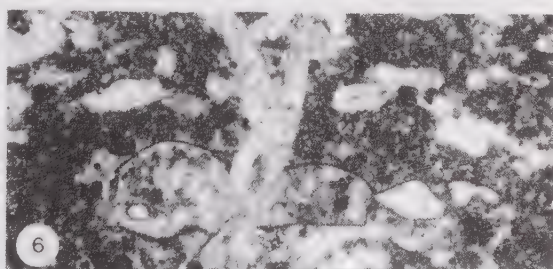
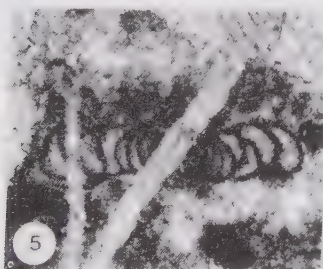
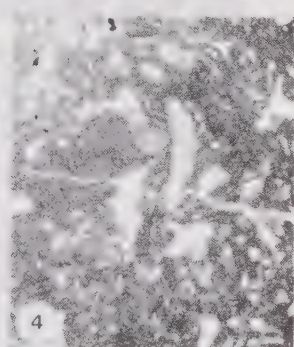
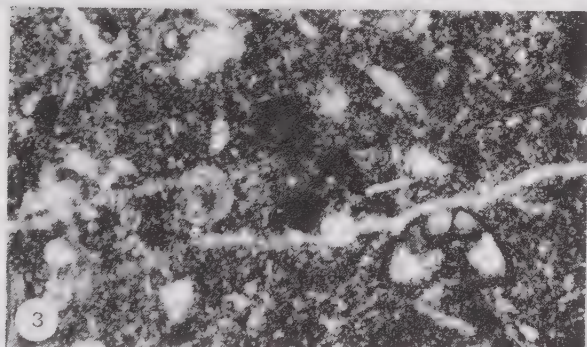
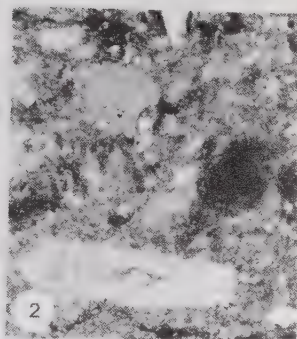
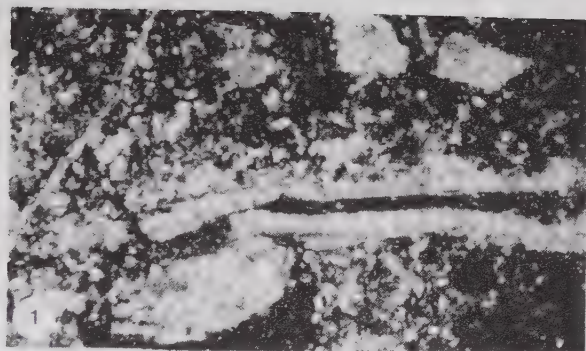
1. Schalenbruchstücke, randlich stark mikritisiert. Breite, isopache A-Zementsäume aus primär acicularen Aragonitkristallen. Intergranulare Porenräume sind mit grobgranularen Orthospariten zementiert. Schliff A 4. x 50.
2. Dicht gepackte Schalenbruchstücke, randlich stark mikritisiert. Breite A-Zementsäume. Mehrfachoid, mikritisiert. Mikrospartische Matrix. Schliff A 4. x 20.
3. Ostracode, verdrückt, rekristallisiert, mit breiten A-Zementsäumen. Intern mit grobkristallinem Orthosparit zementiert. Mikritisierte Schalenbruchstücke mit isopachen A-Zementsäumen. Intergranulare Grundmasse stark neomorph überprägt. Schliff A 4, x 50.
4. Ostracode mit sehr breiten A-Zementsäumen aus primär langfaserigen, fibrösen Aragonitkristallen. In ortho- bis pseudospartischer, stark neomorph überprägter Grundmasse. Schliff S 35c. x 50.
5. Intern vollständig umkristallisierte Ooide, randlich, zum Teil auch intern, mikritisiert. Einige strukturlose Peloide, mikrospartische Grundmasse. Schliff S 35c. x 20.
6. Kalzitische und primär aragonitische (rekristallisierte) Schalenbruchstücke und strukturlose Peloide in mikrospartischer bis spartischer Grundmasse. Schliff S 35c. x 20.



Tafel 3 **Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen**
Bankkalke des Rhät - Gezeitentümpel

(vergl. Kapitel 4.1, 6.1, 7.1.3)

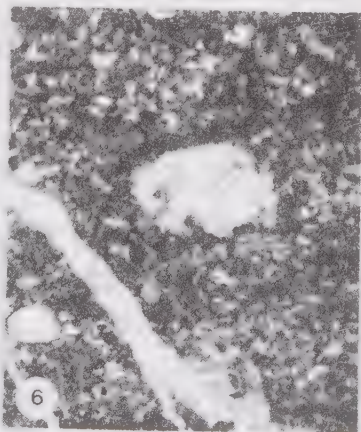
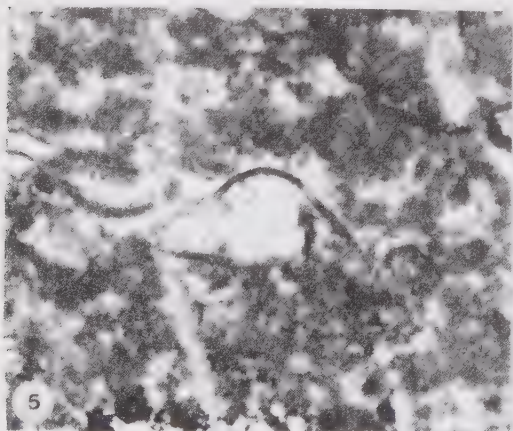
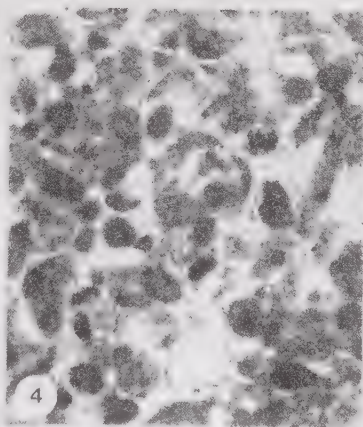
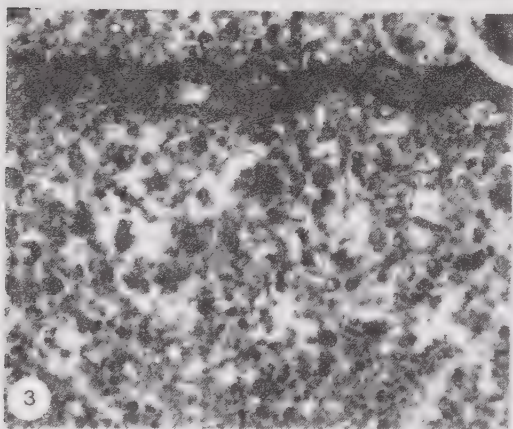
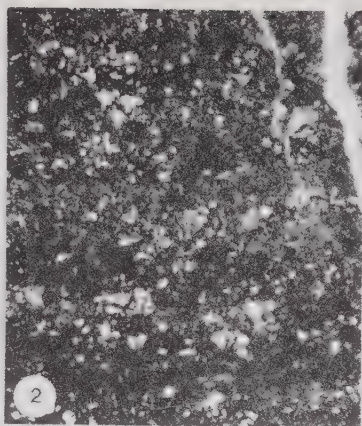
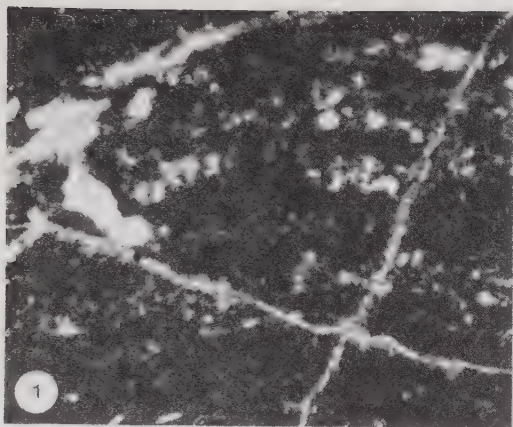
1. Mikrofaziesbereich A 3: Biopelmikrit (wackestone).
Kalzitische Schalenbruchstücke, in kleine Einheiten zerfallen, die regellos in der mikritischen Matrix verteilt sind. Schliff A 2a. x 20.
2. Mikrofaziesbereich A 5: Biomikrit (wackestone). Echinodermenbruchstücke und strukturlose Peloide in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse. Schliff B 1. x 20.
3. Mikrofaziesbereich A 6: Biomikrit (wackestone).
Trochammina sp., Peloide, rekristallisierte Filamente in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse.
Schliff K 9. x 50.
4. Mikrofaziesbereich A 5: Biomikrit (wackestone). Umkristallisierte Echinodermenbruchstücke ohne Strukturhaltung in mikritischer Matrix. Bioturbierter Bereich.
Schliff T 7. x 20.
5. Glomospirella sp. in den Biopelmikriten des Mikrofaziesbereichs A 7. Schliff S 35. x 50.
6. Thaumaporella sp. in pelmikritischer Matrix. Darüber vollständig rekristallisierte Involutinen (Aulotortus), lagenweise angereichert. Mikrofaziesbereich A 7.
Schliff S 35. x 20.
7. Mikrofaziesbereich A 7: Biopelmikrit (wackestone). Lagenweise angereicherte Foraminiferen mit vollständig rekristallisierten Involutinen (Aulotortus), mit Glomospira und Agathammina in pelmikritischer Matrix. Schliff S 35. x 20.
8. Thaumaporella sp., rekristallisierte Involutinen und Filamente in pelmikritischer Grundmasse. Mikrofaziesbereich A 7. Schliff S 35. x 20.



Tafel 4 Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen
Bankkalke des Rhät
Levee und Gezeitenflächen

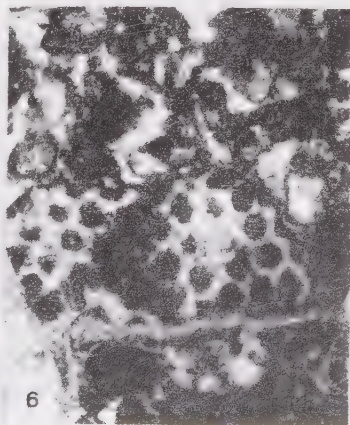
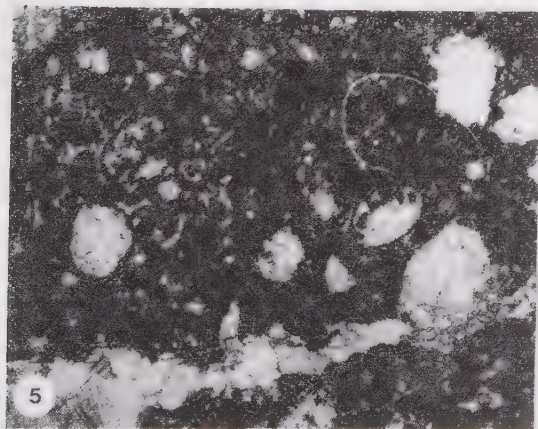
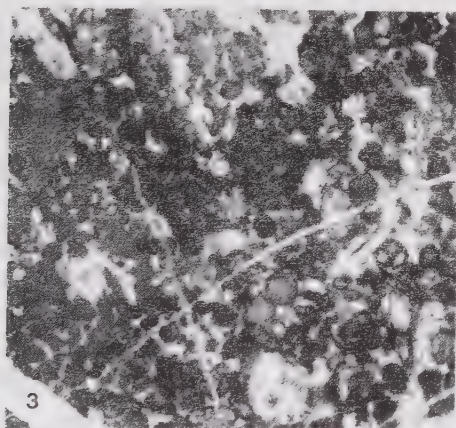
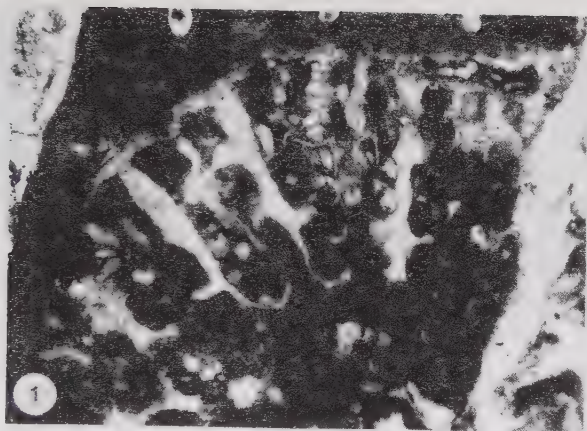
(vergl. Kapitel 4.1, 6.1, 7.1.1, 7.1.2)

1. Mikrofaziesbereich A 9: Laminit (bindstone). Kryptoalgengefüge im Abstand von 300-800 μm . Dazwischen pelmikritische Matrix und Fenstergefüge (birdseyes). Schliff A 1c. x 20.
2. Mikrofaziesbereich A 9: Laminit (bindstone). Kryptoalgengefüge mit frühdiagenetischer Dolomitbildung, die besonders an die Algenmatten gebunden ist. Schliff S 35a. x 20.
3. Mikrofaziesbereich A 10: Pelsparit (grainstone). Strukturlose Peloide, einige Ostracoden in sparitischer Grundmasse. Kryptoalgenmatte im oberen Teil. Schliff T 20. x 20.
4. Mikrofaziesbereich A 10: Pelsparit (grainstone). Strukturlose Peloide, aus vollständig mikritisierten Partikeln, einige Ostracodenschalen. Mikrokristalline A-Zementsäume, Resthohlräume mit feingranularen Orthospariten zementiert. Schliff A 3. x 50.
5. Mikrofaziesbereich A 10: Ostracodenschalen, partiell rekristallisiert und mikritisiert, strukturlose Peloide. Mikrokristalline A-Zemente und feingranulare B-Zemente. Schliff T 20. x 50.
6. Mikrofaziesbereich A 10: Fenstergefüge (birdseye) zwischen Kryptoalgenmatten, umgeben von pelsparitischem Sediment. Schliff T 20. x 20.



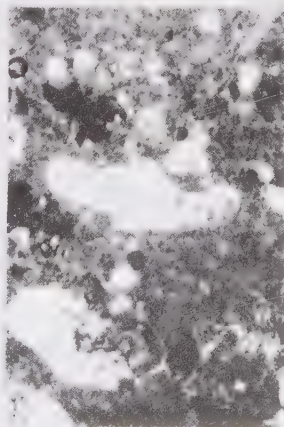
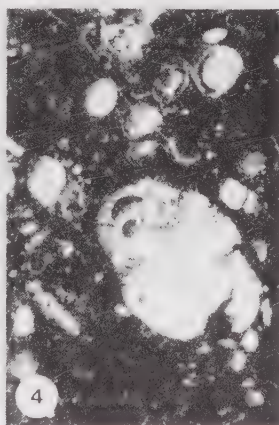
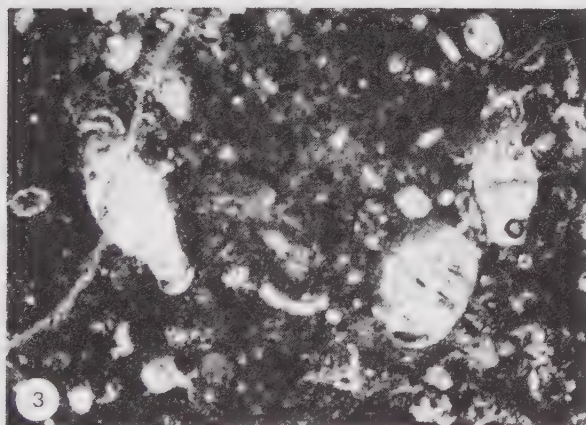
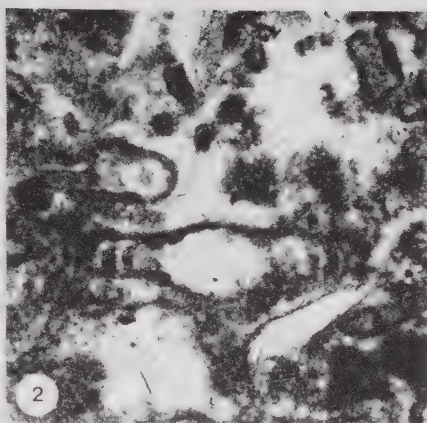
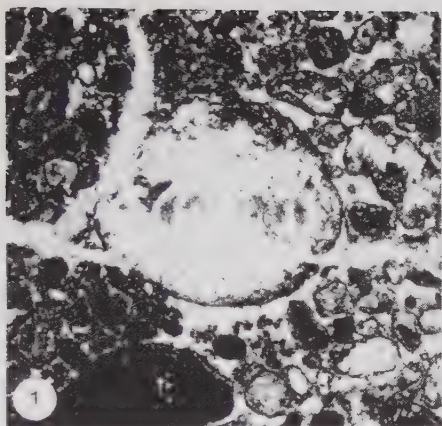
Tafel 5 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen
Riffkalke
Biolithitfazies, Biogendetritus-Fazies
 (vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.1, 7.2.4)

1. Mikrofaziesbereich B 1: Biolithit (framestone).
Thecosmilia clathrata (EMMRICH) als Hauptgerüst-
 bildner der Biolithitfazies. Septen kryptokristallin
 (mikritisch) gefüllt. Schliff D 3. x 20.
2. Miliolidschaler in den Riffhöhlensedimenten der
 Biolithitfazies (MF-Bereich B 1). Die äußeren Umgänge
 sind mikrokristallin rekristallisiert und bekommen so
 ein hyalines Erscheinungsbild (Miliolideneffekt).
 Schliff D 2. x 50.
3. Mikrofaziesbereich B 2: Biopelsparit bis -mikrit
 (grain- bis packstone). Strukturlose, gut gerundete
 Peloide, einige Textularien und Mikroproblematika
 in sparitischer bis mikritischer Grundmasse.
 Schliff B 8a. x 20.
4. *Aulotortus* sp., stark einseitig onkoidisch umkrustet.
 In den Biomikriten des Mikrofaziesbereichs B 3.
 Schliff K 6. x 20.
5. Mikrofaziesbereich B 3: Biopelmikrit (wackestone).
Aulotortus sp., *Auloconus* sp., *Thaumatoporella* sp.,
Ooide, Peloide in mikritischer Grundmasse. Kleine
 Komponenten randlich mikritisiert. Schliff B 8b. x 20.
6. *Dasycladaceen* in den Biomikriten des Mikrofazies-
 bereichs B 3. Schliff K 6. x 20.



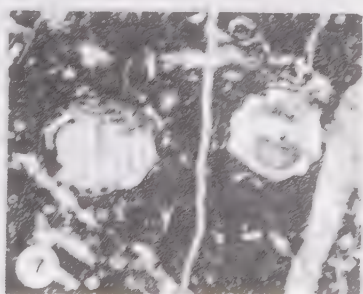
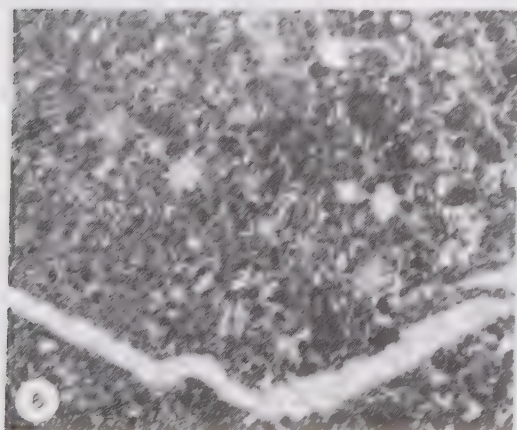
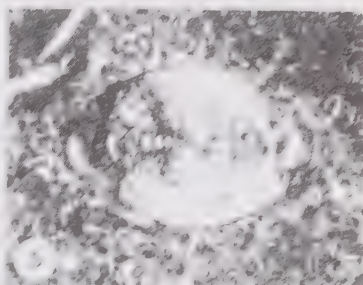
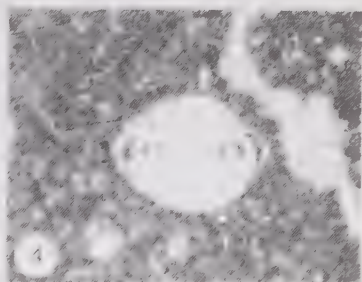
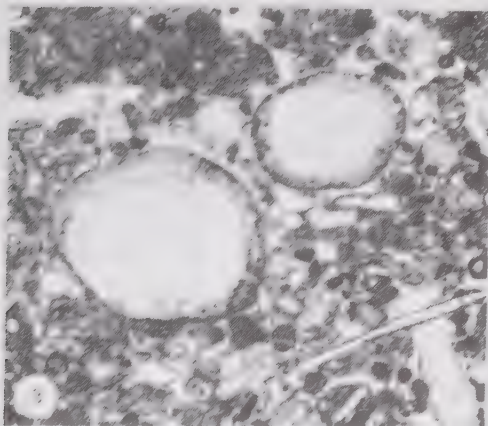
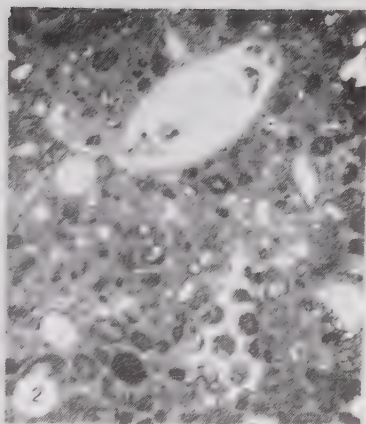
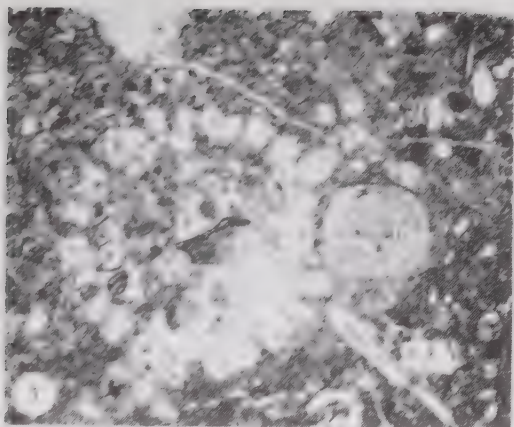
Tafel 6 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen
Riffkalke
Biogendetritusfazies, Involutinenfazies
 (vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.4)

1. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, randlich mikritisiert, umgeben von deutlich mikritisierten, kleinen, peloidischen Partikeln. In einem pelsparitischen Anteil des Mikrofaziesbereichs B 3. Schliff B 8b. x 20.
2. *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), randlich deutlich mikritisiert, zentral rekristallisiert. In einem pelsparitischen Anteil der Biogendetritusfazies. Mikrofaziesbereich B 3. Schliff K 6. x 50.
3. Mikrofaziesbereich B 9: Biomikrit (wackestone). Involutinenfazies. Mehrere Formen von *Aulotortus* in mikritischer Grundmasse. Umrißstrukturen partiell unvollständig, sekundäre Lösungshohlräume zum Teil mit Matrix gefüllt. Schliff T 18a. x 20.
4. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK in den Biomikriten der Involutinenfazies. Zwei äußere Umgänge sind mikritgefüllt. Gehäuse zerbrochen und partiell weggelöst, intern vollständig rekristallisiert. MF-Bereich B 9. Schliff T 18a. x 20
5. Gesteinslösungspore (vug) mit pelmikritischen bis pelmikrospartischen, laminierten Internsedimenten. Der Resthohlraum ist grobgranular, orthosparitisch zementiert. In den Biomikriten des Mikrofaziesbereichs B 9. Schliff T 18. x 20.
6. *Aulotortus tenuis* (KRISTAN) und *Aulotortus* sp. in den Biomikriten der Involutinenfazies. Gehäuse verdrückt und partiell gelöst, intern vollständig rekristallisiert. Bis zu vier äußere Umgänge des Deuterolocus sind mikritgefüllt. MF-Bereich B 9. Schliff T 18a. x 20.



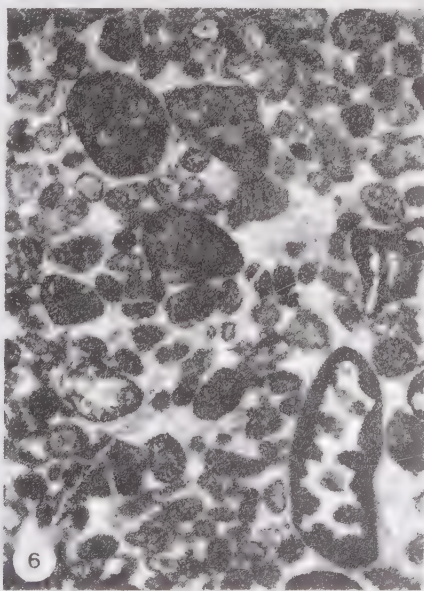
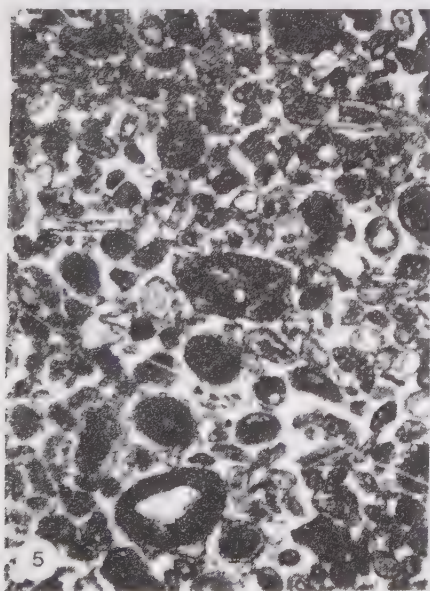
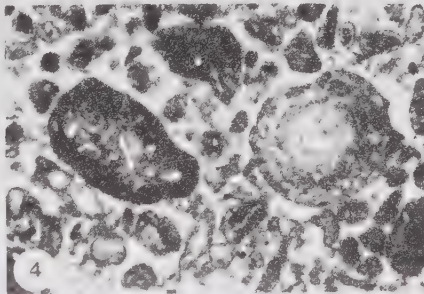
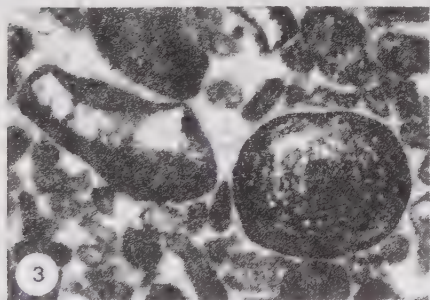
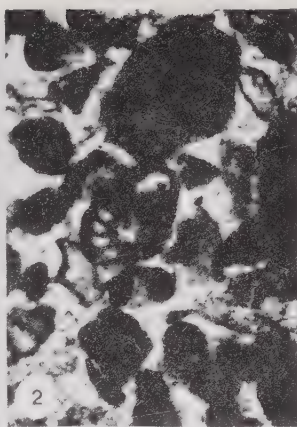
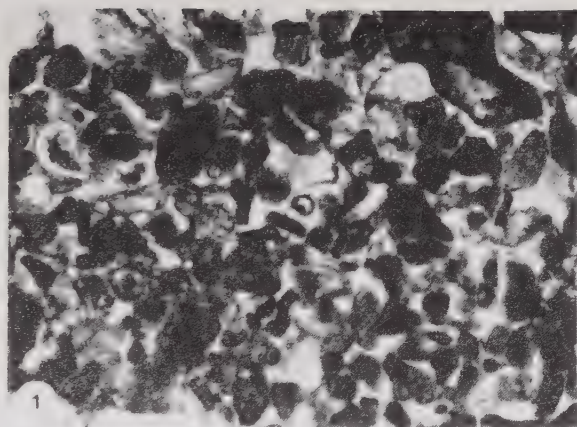
Tafel 7 **Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen**
Riffkalke - Biogendetritusfazies
 (vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.4)

1. Mikrofaziesbereich B 4: Biopelmikrit (wackestone).
 Dasycladaceen und *Triasina hantkeni* MAJZON in
 pelmikritischer Grundmasse. Schliff T 16a. x 20.
2. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK und Dasycladaceen-
 bruchstücke in pelmikritischer Grundmasse des
 Mikrofaziesbereichs B 4. Schliff T 16. x 20.
3. *Triasina hantkeni* MAJZON, zwei intern rekristallisierte
 Formen. Daneben *Frondicularia* sp., Schalenbruchstücke,
 Peloide. Mikrofaziesbereich B 4. Schliff T 16a. x 20.
4. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) in den Bio-
 pelmikriten des Mikrofaziesbereichs B 5.
 Schliff T 17d. x 20.
5. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), randlich und
 intern mikritisiert. Lamellation 1. Ordnung zwischen
 den Umgängen teilweise erhalten. Mikrofaziesbereich B 5.
 Schliff T 17d. x 20.
6. Mikrofaziesbereich B 5: Biopelmikrit bis Pelmikrit
 (wacke- bis packstone). Dicht gepackte, strukturlose
 Peloide in mikritischer Grundmasse. Schliff T 17d. x 20.
7. *Triasina hantkeni* MAJZON und Gastropode, beide intern
 rekristallisiert. In pelmikritischer Grundmasse.
 Mikrofaziesbereich B 4. Schliff T 16. x 20.



Tafel 8 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen
Riffkalke
Bahamit-Grapestone-Fazies
(vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.2)

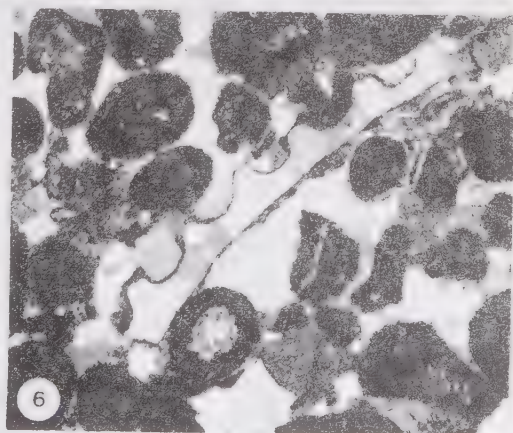
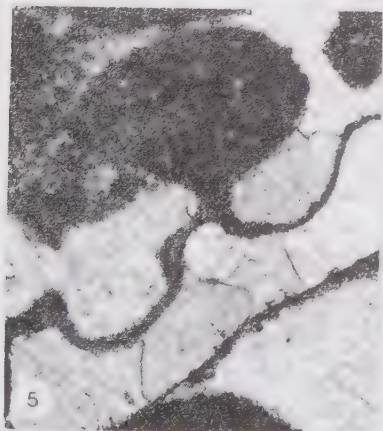
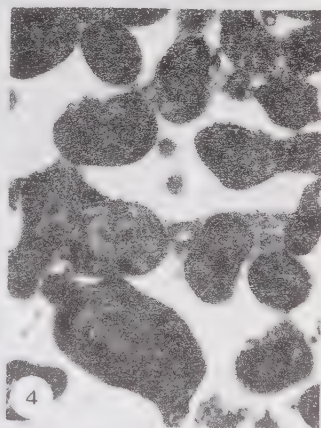
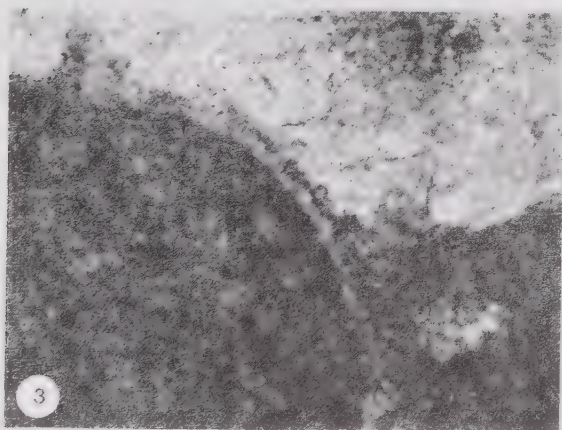
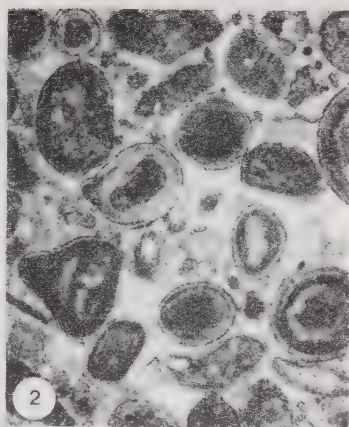
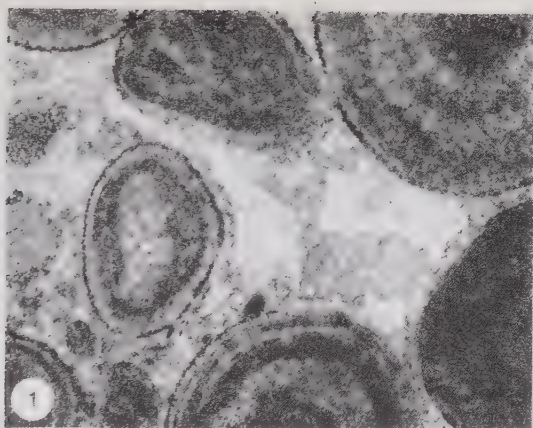
1. Mikrofaziesbereich B 6: Intrasparit (grainstone).
Strukturlose Intraklasten, Peloide und einige Bioklasten.
Komponenten stark bis vollständig mikritisiert.
Glomospirella sp., Tetrataxis nanus KRISTAN.
Schliff A 5. x 20.
2. Mikrofaziesbereich B 6: Duostomina sp., zwischen stark
mikritisierten, strukturlosen Intraklasten.
Schliff T 15c. x 20.
3. Triasina hantkeni MAJZON, stark mikritisiert. Rinden-
korn mit breitem Mikritisierungssaum. Isopache, radial-
fibröse A-Zementsäume, granulare B-Zemente. Mikrofazies-
bereich B 7. Schliff T 17b. x 20.
4. Triasina hantkeni MAJZON, Umriß verdrückt, Aggregat-
körner, Ooide, Rindenkörner, Peloide. Mikrofazies-
bereich B 7. Schliff T 1a. x 20.
5. Mikrofaziesbereich B 7: Biosparit (grainstone). Kompo-
nenten stark mikritisiert, mit Schalenbruchstücken,
Ooiden, Peloiden. Schliff T 1a. x 20.
6. Mikrofaziesbereich B 7: Biosparit (grainstone). Dasyclada-
ceenbruchstück, randlich stark mikritisiert, Bahamite,
Intraklasten, Peloide, Ooide. Radial-fibröse A-Zemente,
granulare B-Zemente. Schliff T 17b. x 20.



Tafel 9 Oolithfazies der Oberrhätischen Riffkalke
Mikrofaziesbereich B 8
Meniskuszemente

(vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.3)

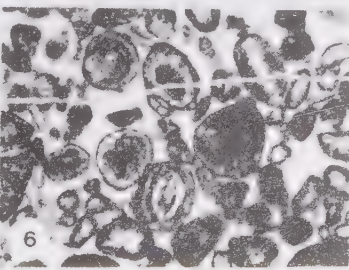
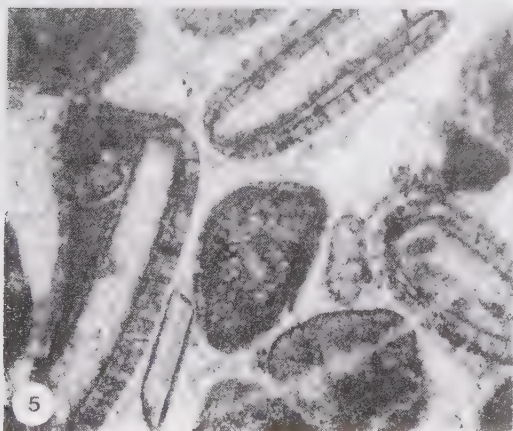
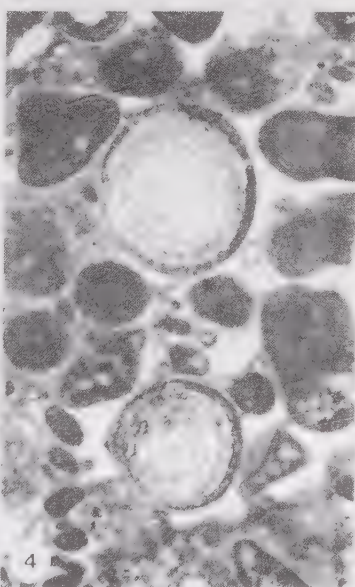
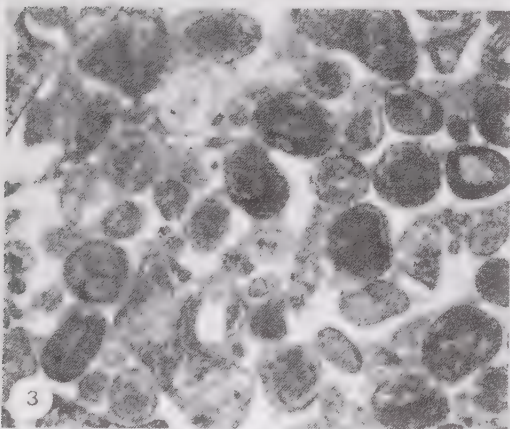
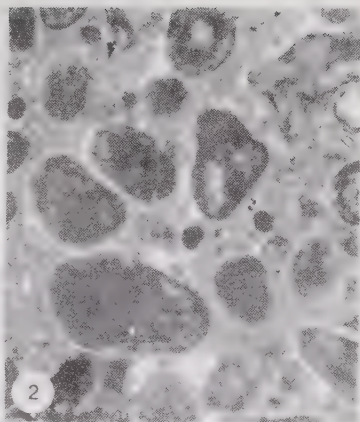
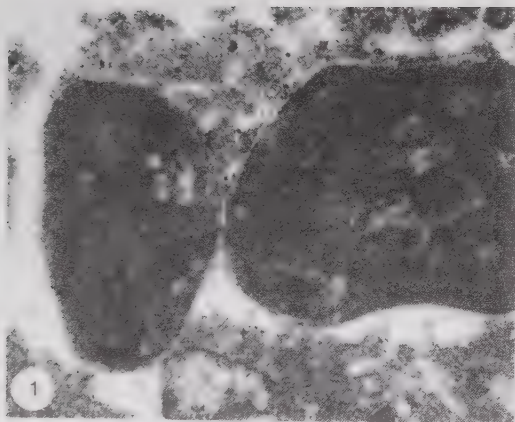
1. Tangential strukturierte Ooide, partiell diagenetisch radialstrahlig überprägt. Radial-fibröse A-Zementsäume und granulare Orthosparite als B-Zemente.
 Schliff T 16b. x 50.
2. Normalooide mit einer relativ hohen Anzahl ooidischer Hüllen. Randlich, zum Teil auch intern, mikritisiert.
 Schliff T 16b. x 20.
3. Meniskuszement im Komponentenzwickel über radial-fibrösen A-Zementen an Ooiden. Vergrößerung aus Fig. 4. Schliff T 15b. x 130.
4. Oolith mit Meniskuszementen in den Komponentenzwickeln, partiell auch an der Komponentenunterseite. Jeweils über frühdiagenetischen A-Zementsäumen. Schliff T 15b. x 20.
5. Meniskuszement zwischen Peloid und Schalenbruchstück. Vergrößerung aus Fig. 6.
 Schliff T 17. x 50.
6. Schalenbruchstück mit Mikritsaum, intern vollständig rekristallisiert, Ooide teilweise bis vollständig mikritisiert. Einige Meniskuszemente, besonders im skulptierten, oberen Teil des Schalenbruchstücks, teilweise auch an der Unterseite.
 Schliff T 17. x 20.



Tafel 10 Oolithfazies der Oberrhätischen Riffkalke
Mikrofaziesbereiche B 8 und B 15
Meniskuszemente

(vergl. Kapitel 4.2, 6.2, 7.2.3)

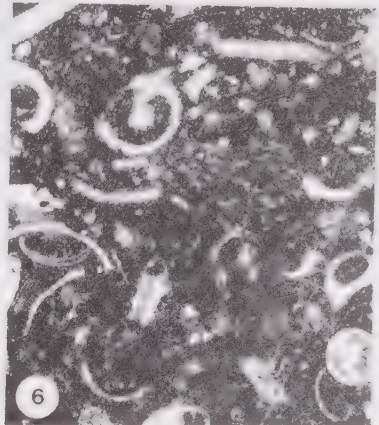
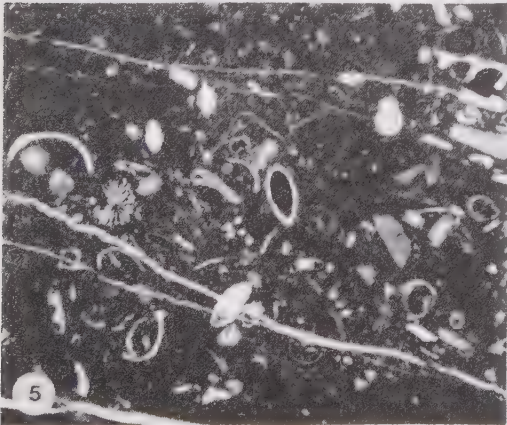
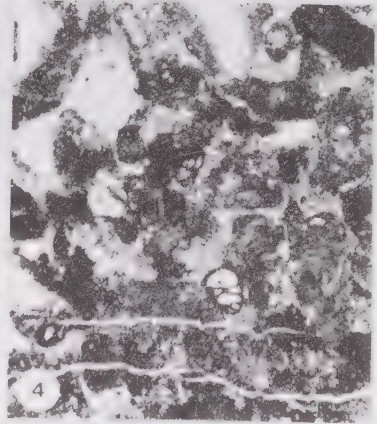
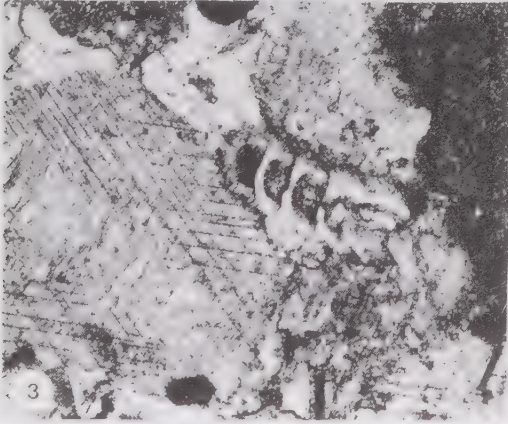
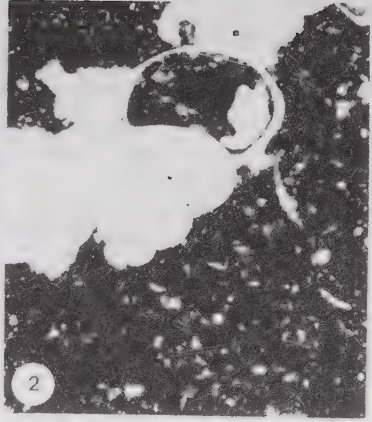
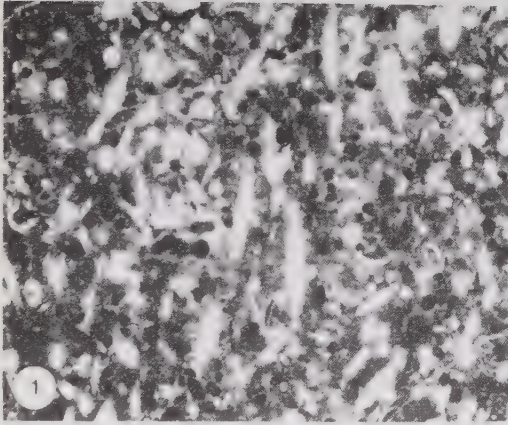
1. Meniskuszemente im Komponentenzwikel von zwei Aggregatkörnern über schmalen A-Zementsäumen. Mikrofaziesbereich B 8. Schliff T 15b. x 50.
2. Diagenetische Mikritsedimente füllen fast den ganzen Interpartikelraum über isopache A-Zementsäumen der Ooide, die stark bis vollständig mikritisiert sind. Mikrofaziesbereich B 8. Schliff T 15b. x 20.
3. Ooide, Aggregatkörner, Peloide mit isopachen, radialfibrösen A-Zementsäumen. Meniskuszemente im Interpartikelraum, besonders in den Komponentenzwickeln. Mikrofaziesbereich B 8. Schliff T 15. x 20.
4. Triasina hantkeni MAJZON, Aggregatkörner, Ooide, Bahamite, Peloide in den Oospariten des Mikrofaziesbereichs B 8. Die Komponenten sind stark bis vollständig mikritisiert und von A-Zementsäumen umgeben. Der intergranulare Porenraum ist partiell mit diagenetischem Mikritsediment gefüllt, besonders in den Komponentenzwickeln. Schliff T 15b. x 20.
5. Tangential strukturierte Normalooide, weitgehend radialstrahlig überprägt, intern rekristallisiert. In den Oolithen des Mikrofaziesbereichs B 15 der Brunnsteinplattform. Deutliche, isopache A-Zementsäume, granulare Orthosparite als B-Zemente. Schliff 171. x 50.
6. Tangential strukturierte Normalooide, randlich und intern mikritisiert. Mikrofaziesbereich B 8. Schliff S 5c. x 20.



Tafel 11 Mikrofaziesbereiche der Lias-Schwellenfazies

(vergl. Kapitel 4.3, 6.3, 7.3)

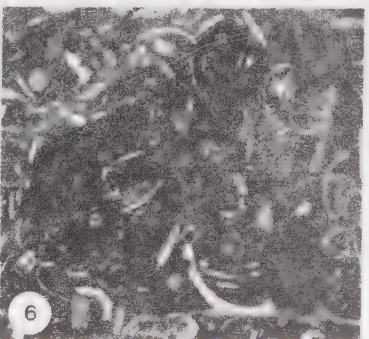
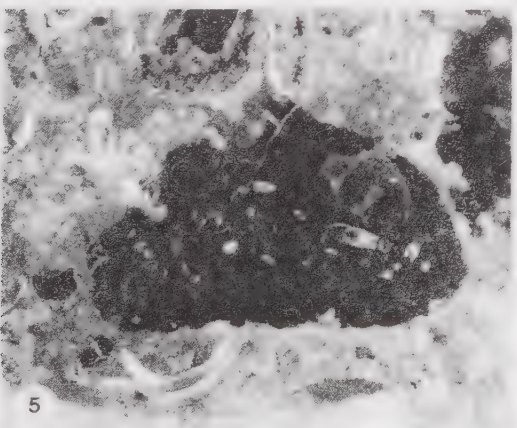
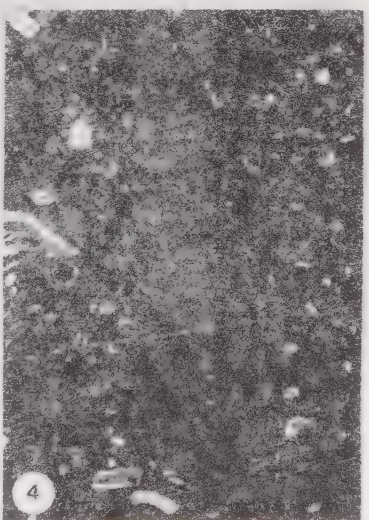
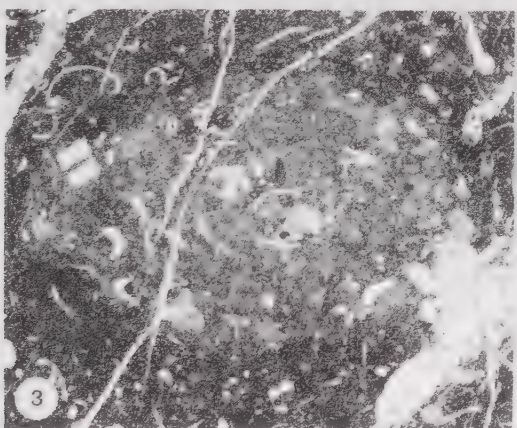
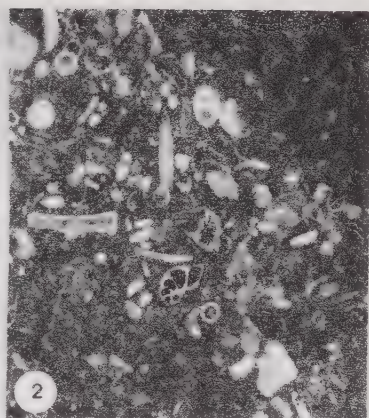
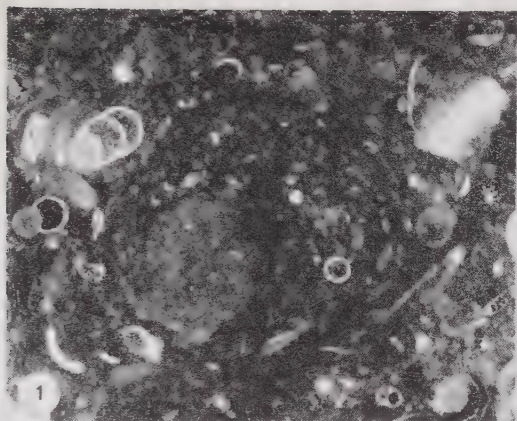
1. Mikrofaziesbereich C 1: Biopelmikrit (packstone). Bunte Cephalopodenkalke. Dicht gepackte Peloide, Schwammnadeln, und Filamente in mikritischer Grundmasse.
Schliff D 8. x 20.
2. Mikrofaziesbereich C 2: Biomikrit (wackestone). Gastropode an Gesteinslösungspore, in mikritischer bis pel-mikritischer Grundmasse mit Filamenten.
Schliff K 10. x 20.
3. Mikrofaziesbereich C 4: Encrinit (packstone). Hierlatzkalk. Dicht gepackte Echinodermenbruchstücke, dazwischen *Frondicularia* sp., Schliff D 9. x 50.
4. Mikrofaziesbereich C 5: Intramikrit (packstone). Lithoklasten, Echinodermenbruchstücke und Tetrataxiden in mikrosparitischer Matrix. Schliff D 8b. x 20.
5. Mikrofaziesbereich C 3: Biomikrit (wackestone). Adneter Kalke. *Frondicularia* sp., Ostracoden, Echinodermenbruchstücke und Filamente in mikritischer Matrix.
Schliff 238. x 20.
6. Mikrofaziesbereich C 3: Biomikrit (wackestone). Adneter Kalke. *Involutina liassica* (JONES), Gastropoden, Filamente und Ostracoden in mikritischer Matrix.
Schliff K 7. x 50.



Tafel 12 Rote Knollenkalke, Adneter Kalke
Mikrofaziesbereich C 3

(vergl. Kapitel 7.3.1)

1. Bioturbierter Bereich im Biomikrit des Mikrofaziesbereichs C 3. Ostracoden, Filamente, *Nodosaria* sp., *Aulotortus* sp., Echinodermenbruchstücke.
 Schliff 238. x 20.
2. Anreicherung von Biogenen in den Biomikriten der Adneter Kalke (Mikrofaziesbereich C 3), mit Echinodermenbruchstücken, Ostracoden, Filamenten, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp.
 Schliff 238. x 20.
3. Mikrofaziesbereich C 3: Biomikrit (wackestone).
 Filamente, Echinodermenbruchstücke, Ostracoden in einem bioturbierten Bereich, der schon Knollenbildung zeigt.
 Schliff K 7. x 20.
4. Bioturbationsgang in den Biomikriten der Adneter Kalke (Mikrofaziesbereich C 3), randlich dunkler gefärbt. Schliff 238. x 20.
5. Randlich angelöste Knolle in den Biomikriten des Mikrofaziesbereichs C 3, mit *Aulotortus* sp., *Frondicularia* sp., Gastropoden, Ostracoden, Echinodermenbruchstücken.
 Schliff 184. x 20.
6. Knolle in den Adneter Kalken (Mikrofaziesbereich C 3).
 Biomikrit (wackestone) mit Filamenten, Ostracoden, Echinodermenbruchstücken.
 Schliff 227. x 20.



ANHANG

Die folgenden Tabellen (1 bis 8) zeigen am Beispiel der Gruppierung der Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffkalke (s. Abb. 29) das Ablaufschema der Clusteranalyse.

Die Tabelle 1 ist die Datenmatrix der Mikrofaziesbereiche (B) der Oberrhätischen Riffkalke mit den zugehörigen Meßwerten ihrer Grundmasse- und Komponentenverteilungen (in Vol.% für Grundmasse und Komponenten, Individuen/9 cm² für Foraminiferen).

Die Tabelle 2 ist die aus Tabelle 1 berechnete Korrelationsmatrix der Produktmomenten-Korrelationskoeffizienten (r).

Die Tabellen 2 bis 8 zeigen die Gruppierungen im Verlauf der Clusteranalyse und die schrittweise Reduzierung der Matrizen. Hierbei werden die Mikrofaziesbereiche mit den jeweils höchsten Korrelationskoeffizienten der vorangehenden Matrix zu einer Gruppe zusammengefaßt. Jede neu gebildete Gruppe wird in der folgenden Matrix durch die niedrigere Nummer ihrer Bildungsgruppen gekennzeichnet.

	Mikrit	Sparit	Peloide	Ooide	Onkoide	Aggregatkörner	Rindenkörner	Bahamite	Kalkalgen	Echinodermen	Korallen	Schwämme	Filamente	Gastropoden	Bivalven	Ostracoden	Mikroproblematica	Textularien	Fusulinen	Lageniden	Milioliden	Involutinen
B 1	29	5	5						1,5	1	38	3			2	1	4				14	
B 2	20	25	26			2				1			3	1		1	5	68		14		
B 3	42	8	17	1	3	1	3	1,5	3	3	4	1	2	1	1	0,5		21		11	1	22
B 4	31	14	23	1	4				4	3		2	3	1	1	1	1	59		11		23
B 5	30	7	40	3		2	2	3		2		2	2	3	1		71		25		15	
B 6	7	30	39	1,5		2	3	5	1	10	1				1	2	7	4			2	
B 7	4	34	20	7	3	5	6	9	2	3				1		1	48		6		14	
B 8	7	34	8	28		5	5	5	1	3				1				4	1	1	1	7
B 9	55		6									3			4	1	1	11		5		72
B10	33	3	6								55	2						4			15	
B11	37	8	14		11		3	3	1	3	8	5	2		1	1	2	10		4	2	12
B12	44	8	20		8		2		3	3	2	4	3	1	3	2	1	10	4		3	8
B13	30	8	18		20			5	3				2	2	1	1		9	10	2		12
B14	10	33	24		6		5	6	5	5					3		1	22	1	1	1	5
B15		47	4	28		5	5	5		1			2			1	2		1		15	
B16	2	43	12	3		10	7	12		4		1	2				7	2	1		4	
B17	9	32	21	2		5	6	10	1	5		2			1	2	21	1	5	3		
B18		47	9				6	6	11			5		1			7			3	23	
B19	76	5			5		1	1				3	1			1	12		2		8	
B20	96											2				2				2		

Tabelle 1. Datenmatrix der Mikrofaziesbereiche (B) der Ober-rhätischen Riffkalke und ihrer Komponenten- und Grundmasse-
verteilungen (in Vol.%, Individuen/9 cm² für Foraminiferen).

Tabelle 6. Korrelationsmatrix 5

		B 1	B 2	B 3	B 6	B 8	B 9	
<u>Gruppen</u>	<u>r</u>		-0,001	0,348	0,020	-0,100	0,216	B 1
				0,359	0,564	0,401	0,197	B 2
					0,292	0,068	0,629	B 3
						0,571	0,005	B 6
							0,071	B 8
B 3 - B 9	0,629							B 9
B 6 - B 8	0,571							

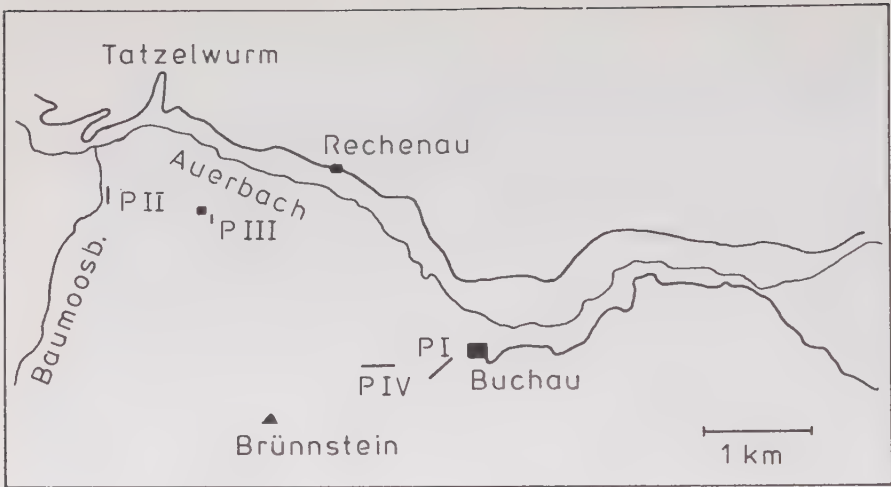
Tabelle 7. Korrelationsmatrix 6

		B 1	B 2	B 3	B 6	
<u>Gruppen</u>	<u>r</u>		-0,001	0,282	-0,040	B 1
B 2 - B 6	0,483			0,278	0,483	B 2
B 1 - B 3	0,282				0,109	B 3
						B 6

Tabelle 8. Korrelationsmatrix 7

		B 1	B 2	
<u>Gruppe</u>	<u>r</u>		0,087	B 1
B 1 - B 2	0,087			B 2

Anhang — Profile



Lage der Profile

Legende

Profile I–III: Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät
 Profil IV: Oberrhätische Riffkalke

H = Höhe über NN

F/D = Nomenklatur nach FOLK und DUNHAM

Pr = Probennummer

MFB = Mikrofaziesbereich

B = Bio -	}	M = Mikrit	L = Laminit
P = Pel -		S = Sparit	
I = Intra -			
O = Oo -			

m = mudstone, w = wackestone, p = packstone

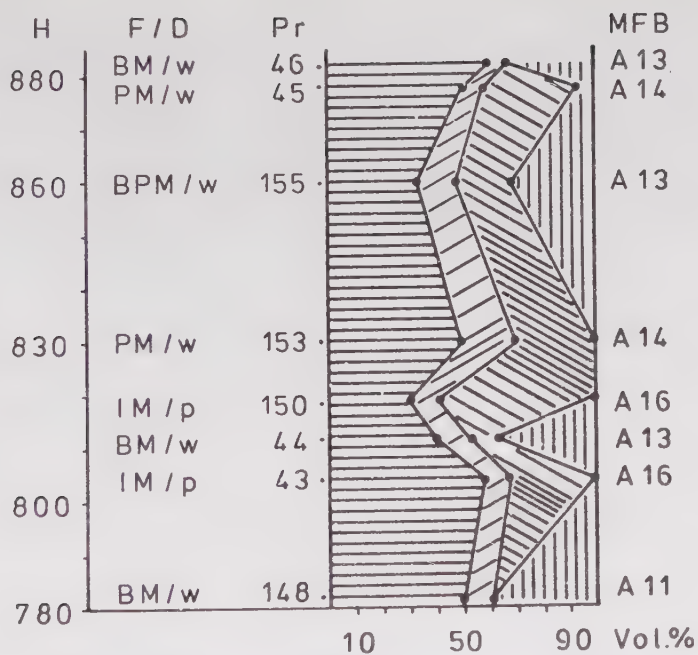
g = grainstone, b = bindstone

Mikrit Sparit Biogene

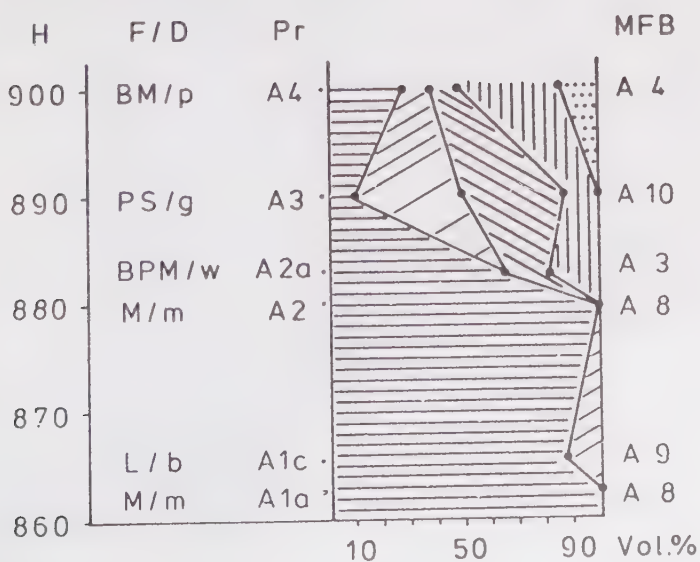
Pelloide / Intraklasten

Ooide, Cortoide, Grapestones

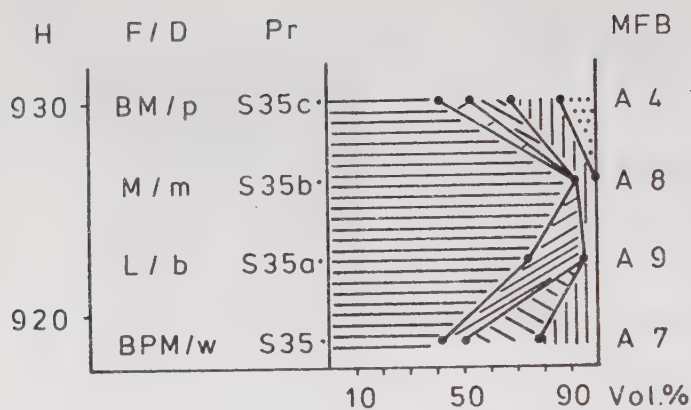
Profil I



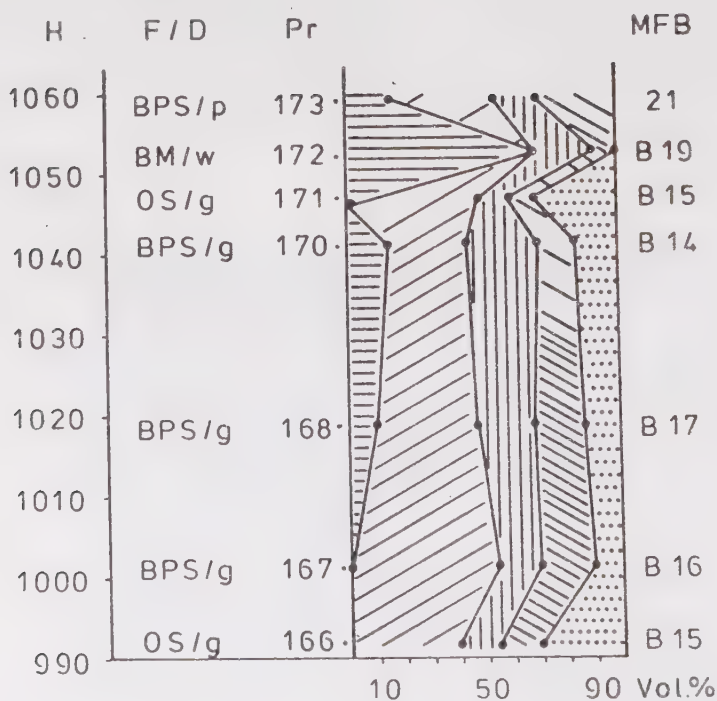
Profil II



Profil III



Profil IV



Lebenslauf

Am 22. Februar 1952 wurde ich als Sohn von Josef Schott und seiner Ehefrau Gisela, geb. Wichmann, in München geboren. Hier ging ich von 1958 bis 1963 in die Volksschule an der Gebelestraße. Von 1963 bis 1968 besuchte ich das humanistische Wilhelmsgymnasium und anschließend den mathematisch-naturwissenschaftlichen Zweig des Rupprechtgymnasiums, wo ich 1973 das Abitur machte.

Im Wintersemester 1973 immatrikulierte ich mich an der Ludwig-Maximilians Universität München und begann im Sommer 1974 das Studium der Geologie, das ich 1981 mit dem Diplom abschloß. Ab Wintersemester 1981 arbeitete ich als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Paläontologie und historische Geologie, München, an dem ich, unter der Leitung von Prof. Dr. D. Herm, meine Dissertation schrieb.

